

# Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

**1:250.000**

## Hoja Geológica 5172-I y 5175-II El Calafate



Ventisquero Perito Moreno.

### Provincia de Santa Cruz

Francisco Nullo, Graciela Blasco, Corina Risso, Ana Combina y Juan Otamendi

Supervisión: José L. Panza



INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

**SEGEMAR**  
SERVICIO GEOLOGICO MINERO ARGENTINO



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

Hoja Geológica 5172-I y 5175-II

**El Calafate**

Provincia de Santa Cruz

Francisco Nullo<sup>(1)</sup>, Graciela Blasco<sup>(2)</sup>, Corina Risso<sup>(3)</sup>, Ana Combina<sup>(4)</sup> y Juan Otamendi<sup>(5)</sup>

Supervisión: José Luis Panza

Convenio Universidad de Buenos Aires - Secretaría de Minería de la Nación

(1) SEGEMAR - CONICET

(2) Newphoenix S.R.L.

(3) Universidad de Buenos Aires

(4) Universidad Nacional de La Rioja

(5) Universidad Nacional de Río Cuarto - CONICET

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

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

**Boletín Nº 396**  
Buenos Aires - 2006

## **SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO**

---

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

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

---

Director: Lic. Roberto F. Page

### **DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL**

---

Director: Lic. José E. Mendía

## **SEGEMAR**

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

### **Referencia bibliográfica**

NULLO, F., G. BLASCO, C. RISSO, A. COMBINA y J. OTAMENDI, 2006. Hoja Geológica 5172-I y 5175-II, El Calafate, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 396, 86p. Buenos Aires.

## CONTENIDO

<b>RESUMEN</b>	.....	1
<b>ABSTRACT</b>	.....	2
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	.....	3
Ubicación de la Hoja y área que abarca	.....	3
Naturaleza del trabajo	.....	3
Investigaciones anteriores	.....	4
<b>2. ESTRATIGRAFÍA</b>	.....	5
Relaciones generales	.....	5
2.1.    Paleozoico	.....	6
2.1.1.    Devónico superior - Carbonífero inferior	.....	6
Formación Bahía de La Lancha	.....	6
2.2.    Mesozoico	.....	7
2.2.1.    Jurásico medio a superior	.....	7
Complejo El Quemado	.....	7
2.2.2.    Jurásico superior - Cretácico inferior	.....	11
Formación Springhill	.....	11
2.2.3.    Cretácico inferior	.....	13
Formación Río Mayer	.....	13
2.2.4.    Cretácico superior	.....	17
Formación Cerro Toro	.....	17
Formación Lago Sofia	.....	20
Formación Alta Vista	.....	23
Formación Anita	.....	25
Formación La Irene	.....	27
Formación Chorrillo	.....	29
Formación Cerro Cazador	.....	31
2.3.    Mesozoico - Cenozoico	.....	34
2.3.1.    Cretácico superior - Paleógeno	.....	34
Formación Monte Chico	.....	34
Formación Calafate	.....	35
2.4.    Cenozoico	.....	41
2.4.1.    Paleógeno	.....	41
Formación Man Aike	.....	41
Basandesita Alta Vista	.....	43
Formación Río Carbón	.....	44
Formación Río Leona	.....	44

2.4.2.	Paleógeno - Neógeno .....	47
2.4.2.1.	Oligoceno superior - Mioceno inferior .....	47
	Formación Centinela .....	47
2.4.3.	Neógeno .....	51
2.4.3.1.	Mioceno .....	51
	Formación Santa Cruz .....	51
	Filón El Turbio .....	56
	Basalto Baguales .....	56
2.4.3.2.	Plioceno .....	58
	Basalto Vizcachas .....	58
2.4.4.	Néogeno - Cuaternario .....	59
	Depósitos glaciarios del Neógeno tardío - Pleistoceno inferior .....	59
2.4.5.	Cuaternario .....	60
2.4.5.1.	Pleistoceno .....	60
	Depósitos de morenas antiguas .....	60
	Depósitos de morenas modernas .....	60
2.4.5.2.	Pleistoceno - Holoceno .....	60
	Depósitos glacialacustres .....	60
2.4.5.3.	Holoceno .....	61
	Depósitos eólicos .....	61
	Depósitos de asentamientos .....	61
	Depósitos de planicies aluviales .....	61
<b>3. ESTRUCTURA</b>	.....	<b>61</b>
	Fases diastróficas .....	61
	Características estructurales .....	62
<b>4. GEOMORFOLOGÍA</b>	.....	<b>63</b>
4.1.	Los fenómenos glaciarios .....	64
4.2.	Fenómenos fluviales .....	70
4.3.	Procesos de remoción en masa .....	71
4.4.	Fenómenos eólicos .....	71
<b>5. HISTORIA GEOLÓGICA</b>	.....	<b>71</b>
<b>6. RECURSOS MINERALES</b>	.....	<b>73</b>
<b>7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO</b>	.....	<b>73</b>
	Confluencia de los ríos Turbio y La Leona .....	73
	Península El Quemado .....	74
	Parque Nacional Los Glaciares .....	74

Arroyo Calafate	.....	74
Arroyo Centinela	.....	74
Sierra Baguales	.....	74
Meseta de las Vizcachas	.....	74
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	.....	75





## RESUMEN

La Hoja 5172-I y 5175-II, El Calafate, a escala 1:250.000, está situada en el extremo sur cordillerano de la provincia de Santa Cruz. La localidad más importante es El Calafate, la más densamente poblada de la región, ubicada en el sector oriental de la Hoja. Gran parte de la superficie occidental del área constituye el Parque Nacional Los Glaciares, donde se encuentran el glaciar Perito Moreno, la parte sur del Upsala y una porción del sector argentino del Campo de Hielo Patagónico Sur.

Las formaciones más características se relacionan con la actividad geológica que tuvo lugar durante el Mesozoico y el Cenozoico, con el desarrollo de la Cuenca Austral. Su basamento está compuesto por un importante conjunto de rocas leptometamórficas (Formación Bahía de La Lancha) asignadas al Devónico superior - Carbonífero inferior. Las unidades siguientes están íntimamente relacionadas con la evolución de la cuenca y en la Hoja se localizan numerosos perfiles tipo de las formaciones más características. Las unidades aflorantes abarcan las volcanitas basales (Complejo El Quemado) y los depósitos sedimentarios de las formaciones Springhill, Río Mayer, Cerro Toro, Lago Sofía, Alta Vista, Anita y La Irene hasta los de la Formación Chorrillo, del Cretácico superior, momento

en que la cuenca cambió su pendiente y comenzó a levantarse la Cordillera Patagónica.

Durante el Paleógeno y el Neógeno, el esquema geológico de esta región continúa con las sedimentitas de las formaciones Cerro Cazador, Monte Chico, Calafate y Man Aike, las rocas ígneas de la Basandesita Alta Vista y de la Formación Río Carbón y las sedimentitas de las formaciones Río Leona, Centinela y Santa Cruz. Completan la sucesión estratigráfica importantes volúmenes lávicos que se derramaron durante el Terciario superior con los basaltos Baguales y Vizcachas y un episodio básico intrusivo, el Filón El Turbio.

Finalmente, durante el Plioceno-Pleistoceno el área fue afectada por un importante proceso glaciario que modificó sustancialmente el paisaje y que generó numerosos depósitos como testigos de su accionar. La actividad glaciaria perdura hasta el presente, aunque con menor magnitud.

El rasgo estructural dominante de la comarca está representado por la faja plegada y corrida de dirección norte-sur, generada por la tectónica andina durante el Cenozoico.

El único recurso mineral está constituido por la explotación de áridos para la construcción.

Hay varios sitios de interés geológico en la comarca, pero el que más se destaca es el Parque Nacional Los Glaciares y en él, el glaciar Perito Moreno, atracción turística de nivel mundial.

## ABSTRACT

The sheet 5172-I and 5175-II, El Calafate, at a scale of 1:250,000, is located in the southern mountain ranges of the province of Santa Cruz. The most important and densely populated town in this region is El Calafate, which is located on the eastern side of the sheet. Much of the western surface of this area corresponds to Los Glaciares National Park, where the Perito Moreno glacier, the southern part of the Upsala and a portion of the Argentine sector of South Patagonian Ice Field can be found.

The most characteristic formations are related to the geologic activity that occurred during the Mesozoic and Cenozoic, with the development of the Austral Basin. Its basement is composed of an important group of leptometamorphic rocks (Bahía de La Lancha Formation), assigned to the Upper Devonian - Lower Carboniferous. The following units are closely related to the development of the basin and, in this sheet, there are numerous type sections of the most characteristic formations. The outcropping units include basal volcanic rocks (El Quemado Complex) and sedimentary deposits from Springhill, Rio Mayer, Cerro Toro, Lago Sofía, Alta Vista, Anita and La Irene formations up to the Chorrillo Formation, of the Upper Cretaceous, when the basin changed its slope and the Patagonian Cordillera began to rise.

During the Paleogene and Neogene, the geologic framework of this region continued with the sedimentary rocks of the Cerro Cazador, Monte Chico, Calafate and Man Aike formations, the igneous rocks of Alta Vista Basandesite and Río Carbón Formation and the sedimentary rocks of Río Leona, Centinela and Santa Cruz formations. The stratigraphic succession was completed by large volumes of lava that erupted during the upper Tertiary: the Baguales and Vizcachas basalts and a basic intrusive episode, the Filón El Turbio.

Finally, during the Pliocene-Pleistocene the area was affected by a major glacial process that substantially altered the landscape and generated many deposits.

Glacial activity has continued up to the present moment, but with less magnitude.

The dominant structural feature of the region is represented by the Fold and Thrust Belt of North-South direction, generated by Andean tectonics during the Cenozoic.

The only mineral resource consists in the exploitation of aggregates for construction purposes.

There are several sites of geological interest in the region, but the most outstanding one is Los Glaciares National Park and within it, the Perito Moreno glacier, a global tourist attraction.

## 1. INTRODUCCIÓN

## NATURALEZA DEL TRABAJO

### UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 5172-I y 5175-II, El Calafate, a escala 1:250.000, está localizada en el sudoeste de la provincia de Santa Cruz. Abarca parte de los departamentos de Lago Argentino y Güer Aike. El área está delimitada por los meridianos 73° 30' y 72° longitud oeste de Greenwich y los paralelos 50° y 51° de latitud sur. Por el oeste linda con la República de Chile (Fig. 1) a lo largo de un extenso límite que incluye el Campo de Hielo Patagónico Sur. Ocupa un área de aproximadamente 8800 km<sup>2</sup>.

Esta Hoja comprende las Hojas 58a, Glaciar Perito Moreno; 58b, Lago Argentino; 59a, Monte Stokes y 59b, Cordón de los Cristales a escala 1:200.000, correspondientes a la antigua subdivisión del Mapa Geológico - Económico de la República Argentina.

Este trabajo ha sido efectuado siguiendo las normas para la realización de Hojas Geológicas del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la Argentina del Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM), dependiente del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

Como base geológica del área se utilizó la información geológica previa de Furque (1973) y Nullo (1983) y los estudios de Arbe (1986, 1989). El levantamiento geológico se realizó en enero de 2002, poniendo especial atención en los sectores occidentales y nor-occidentales, que fueron recorridos en una lancha de Prefectura Naval Argentina, a quien se le agradece la colaboración prestada durante ese tiempo.

Las observaciones fueron efectuadas en forma expeditiva, principalmente debido al conocimiento previamente adquirido de la estratigrafía. Se prestó

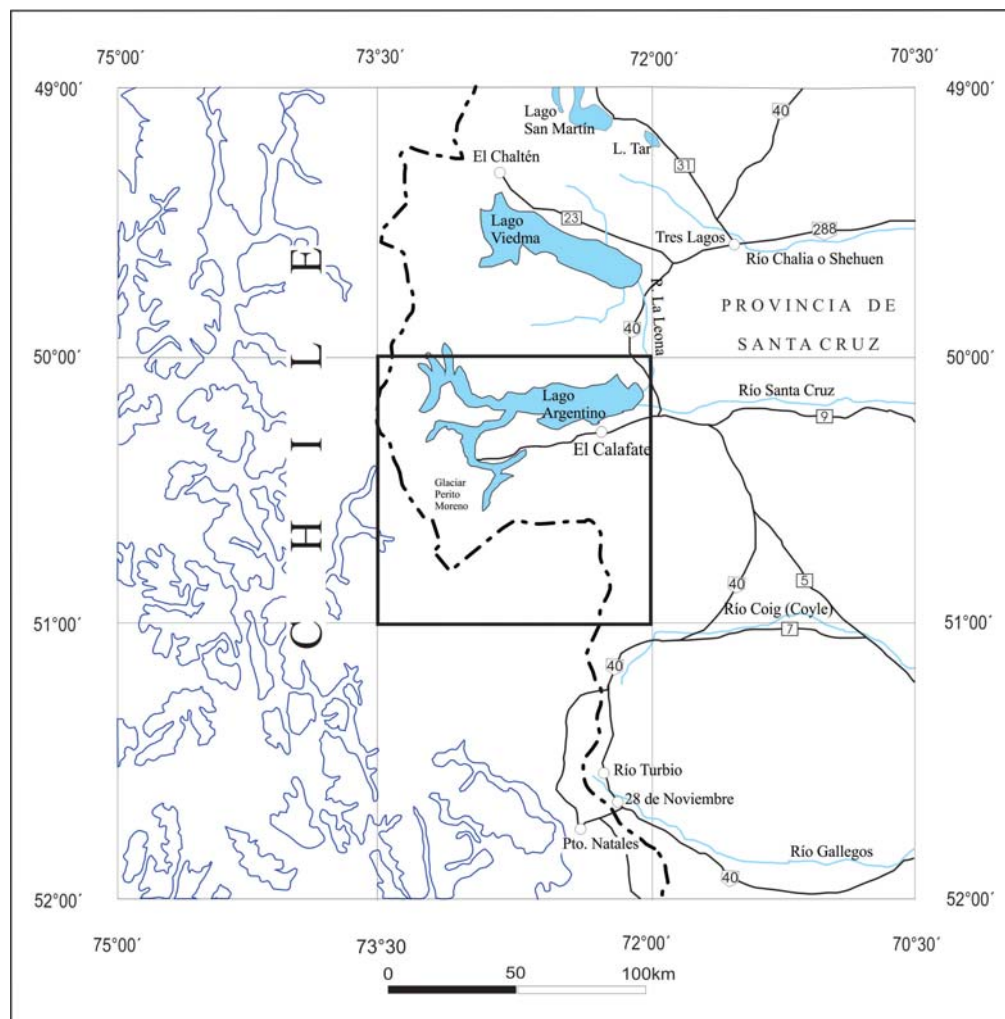


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja El Calafate.

mayor atención a los fenómenos ígneos y a la evolución de la geomorfología glaciaria. Gran parte de los recorridos se hicieron en camioneta, algunos otros a pie, en localidades donde se hicieron los perfiles sedimentarios, y el sector oeste del lago Argentino se transitó en bote debido a su inaccesibilidad (Fig. 2).

Para el trabajo de campo y el mapeo se contó con fotografías aéreas del IGM a escala 1:60.000 y mapa topográfico a escala 1:250.000.

#### INVESTIGACIONES ANTERIORES

Las primeras observaciones fueron realizadas por Steinmann (1892) en el área del lago Rico, quien describió fósiles que asignó a *Inoceramus labiatus* e *I. brongnati*.

Con posterioridad, se llevaron a cabo los estudios de C. Ameghino (1890), quien exploró los terrenos más modernos de este sector austral y recolectó material paleontológico, estudiado luego por F. Ameghino, quien detalló una fauna de mamíferos provenientes de Kar-Aiken, ubicado al este del río La Leona y la situó en el piso *Notohippidense* (F. Ameghino, 1902).

A principios del siglo pasado varios profesionales efectuaron investigaciones en esta región: Hauthal (1903, 1904), Hauthal *et al.* (1907), Wilckens (1907, 1924) y Quensel (1911). Años más tarde, Feruglio (1933, 1938, 1944-45, 1949-50), Caldenius (1932) y Conci (1935) hicieron mapas y recopilaciones de trabajos. Furque (1973) confeccionó un mapa detallado de la geología del área y propuso una nomenclatura para las unidades, algunas de las cuales se mantienen en la actualidad.

Desde el punto de vista regional, Nullo (1983) realizó el levantamiento del sector sur y parte del oeste de la actual Hoja Geológica a escala 1:250.000, mientras que tanto al sur como al norte, Proserpio relevó las Hojas Geológicas 58b Río Guanaco en 1981 y 60a Cancha Carrera y 60b Río Turbio, las que no pudo finalizar por razones de salud. Más recientes son los trabajos de Malumián *et al.* (2000) en la Hoja 5172-III, Yacimiento Río Turbio y Cobos *et al.* (2005) en la Hoja 4972-IV, Tres Lagos. Como síntesis del Cretácico en Argentina se pueden mencionar las contribuciones de Malumián *et al.* (1983) y de Panza y Nullo (1994).



Figura 2. Embarcación de la Prefectura Naval Argentina, con la que se recorrieron los brazos inaccesibles del lago Argentino.

Dentro de la estratigrafía y paleontología mesozoica se cuenta con las investigaciones de Riccardi y Roller (1980), Nullo *et al.* (1981a y b) y Blasco *et al.* (1979, 1980a y b). Más recientemente se citan los análisis estratigráficos efectuados por Arbe y Hechem (1984a y b), Arbe (1989) y Kraemer y Riccardi (1997) y los de Nullo *et al.* (1999) y Arbe (2002) como síntesis de la evolución de la Cuenca Austral. Entre los estudios estratigráficos y paleontológicos de las secuencias terciarias se pueden mencionar los de Furque y Camacho (1972), Malumián y Caramés (1997), Camacho *et al.* (1997, 1998, 2000) y Marensi *et al.* (2002, 2005).

La estructura mereció la atención en las investigaciones de Kraemer (1991, 1993, 1994) en forma de perfiles transversales E-O entre los 49° y 51° de latitud sur. Los depósitos glaciares también fueron estudiados en numerosas oportunidades por Caldenius (1932), Mercer (1969, 1976), Mercer *et al.* (1975) y por Strelin (1995), Strelin *et al.* (1999), Strelin y Malagnino (1996, 2000), Rabassa y Coronato (2002) y Skvarca (1999).

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### RELACIONES GENERALES

La Hoja 5172-I y 5175-II, El Calafate, tiene una ubicación clave para la comprensión de la evolución general de la Cuenca Austral. Entre el Jurásico superior, el Cretácico y parte del Terciario inferior, se produjeron varios ciclos sedimentarios en respuesta a diferentes procesos geodinámicos o pulsos tectónicos que tuvieron lugar durante el desarrollo de la cuenca, en la que se han reconocido varios episodios: uno inicial de *rifting*, seguido de otro de hundimiento termal (*sag phase*) y con posterioridad, una sucesión de múltiples etapas de evolución en las distintas cuencas de antepaís.

Las rocas más antiguas corresponden a terrenos paleozoicos (Formación Bahía de La Lancha) que constituyen pequeños afloramientos en el oeste de la Hoja. A partir del proceso de *rifting* que se produjo en el Jurásico medio a superior se generó un intenso volcanismo cuyos productos se agrupan en el Complejo El Quemado. Con el desarrollo de

este proceso se originó una importante cuenca marginal que fue rellenada inicialmente por depósitos epiclásticos continentales que gradaron a litorales y de plataforma. La depositación de esas secuencias transgresivas en el sur de la cuenca comenzó en el Oxfordiano - Kimmeridgiano, mientras que en el área que abarca la Hoja lo hizo durante el Tithoniano. Estas primeras secuencias clásticas, de granulometría mediana a gruesa, fueron denominadas Formación Springhill en casi todo el ámbito de la Cuenca Austral.

La declinación del volcanismo y del fallamiento extensional trajo como consecuencia el inicio de una etapa de hundimiento termal (*sag phase*) que transcurrió desde el Valanginiano tardío y el Hauteriviano temprano hasta el Cenomaniano, en este sector de la cuenca. Su máxima expansión coincidió con su inicio, aproximadamente a los 128 Ma. El relleno sedimentario provino del aporte de materiales de áreas emergidas de la Patagonia central y del alto de Río Chico situado al este. Estos sedimentos comenzaron a colmatar dicha cuenca y progradaron sobre las áreas marinas, disminuyendo lentamente la superficie marina original. Es así como la secuencia está integrada por sucesivas unidades clásticas, principalmente marinas profundas que luego pasan a someras en los términos cuspidales. El retroceso del ambiente marino se produjo inicialmente desde el norte en el Hauteriviano-Barremiano. A partir del Cenomaniano (95 Ma), la cuenca marina quedó restringida al sur del lago Viedma hasta el Campaniano alto, momento éste en el que se produce una lenta continentalización de los ambientes dispuestos al oeste de la cuenca, posiblemente coincidente con el inicio de la estructuración de la Cordillera Patagónica. Las relaciones estratigráficas de las unidades son sencillas y guardan entre ellas un arreglo principalmente de engranajes laterales en cortas distancias.

En la cuenca, las rocas volcánicas tienen su primera aparición en el Paleógeno pero su máxima expresión ocurre en el Neógeno.

Entre el fin del Mioceno y el Pleistoceno, casi la totalidad de la comarca se cubrió con un casquete de hielo, que perdura hasta la fecha en las áreas occidentales. Durante este tiempo se originaron numerosos depósitos glaciares, representados por morenas laterales y terminales, como así también depósitos glacifluviales y glacialacustres.

## 2.1. PALEOZOICO

### 2.1.1. DEVÓNICO SUPERIOR - CARBONÍFERO INFERIOR

#### **Formación Bahía de La Lancha (1)**

*Cuarcitas y pelitas leptometamorfizadas*

#### *Antecedentes*

El conjunto de rocas leptometamórficas aflorantes en el sector sur de la Cordillera Patagónica fue denominado por Shell CAPSA (1965) como Formación Lancha. Borrello (1967) modificó en parte dicha nominación por Formación Bahía La Lancha. Este término fue nuevamente modificado por Riccardi (1971) como Formación Bahía de La Lancha, para adecuarlo al topónimo reconocido por el Instituto Geográfico Militar.

#### *Distribución areal*

Esta unidad aflora únicamente en el sector oeste de la comarca. Desde el norte se la ha reconocido

al oeste del glaciar Upsala (Fig. 3), en contacto tectónico con volcanitas del Complejo El Quemado. Al sur del glaciar continúa esporádicamente por el canal Spegazzini, para volver a observarse al sudoeste del seno de Mayo, en la ladera sur. Al sur de esta localidad no se ha podido determinar su existencia.

#### *Litología*

Al oeste del glaciar Upsala se registran bancos alternantes de areniscas cuarcíticas finas, de hasta 2 m de potencia, con pelitas oscuras finas. Las diferentes litologías están deformadas por presión y los bancos se presentan principalmente verticales. Las pelitas con un espesor de 1 a 2 cm, son de color negro a gris oscuro, con crecimiento de cristales planares de muscovita, mientras que los bancos de cuarcitas son algo más potentes, de 2 a 4 cm, y tienen color gris claro a blanquecino; se observa una fuerte recristalización del cuarzo secundario. El espesor total de la sucesión expuesta no puede ser precisado; sin embargo, la secuencia replegada exterioriza un resalto mayor a los 50 m



**Figura 3.** Vista del frente del glaciar Upsala desde el brazo homónimo del lago Argentino. A la izquierda se observan los afloramientos de las leptometamorfitas de la Formación Bahía de La Lancha.

en el sur de los afloramientos, mientras que los que se localizan hacia el norte, cercanos al glaciar Upsala, muestran una disposición vertical a subvertical.

Más al sur de esta localidad, en el sector oeste del seno de Mayo, afloran cuarcitas de color gris claro, homogéneas, poco estratificadas, en posición vertical de más de 100 m de espesor. Los bancos son potentes, pobremente desarrollados y la secuencia se encuentra altamente recristalizada, por lo que se han perdido las características originales de la roca sedimentaria.

### *Ambiente*

Los depósitos originarios de las leptometamorfitas en el área de estudio pertenecen a un ambiente marino, donde se alternan ciclos clásticos de grano mediano y fino. Sin embargo, en otros sectores de la región como la del lago San Martín, sobre la base de los escasos restos paleontológicos mencionados, parte de los depósitos de esta unidad corresponderían a un ambiente continental (Giacosa y Márquez, 2002).

### *Relaciones estratigráficas*

Las rocas de esta unidad no muestran contacto basal con unidades más antiguas y están cubiertas por medio de una discordancia angular o erosiva por volcanitas del Jurásico medio a superior (Complejo El Quemado).

### *Paleontología y edad*

Giacosa y Márquez (2002) resumieron el contenido paleontológico descrito para todos los afloramientos de esta unidad como: impresiones dudosas de *Cylindrites* (Bonarelli y Nagera, 1921), impresiones de *Ulodendrom* (Frenguelli, 1941), icnitas de *Orchesteropus* sp. (Casamiquela, 1965), polen (Shell CAPSA, 1965) e *Hystriospheraeidae* (en Riccardi, 1971); hongos y restos carbonosos de plantas vasculares (Parma, 1980) e impresiones dudosas de *Palaecophycus tubularis* Hall (Kraemer y Riccardi, 1997). Todos estos hallazgos fueron realizados en el área del lago San Martín, al norte de esta Hoja. De ellos son escasos los que permiten asignar una edad precisa

a esta formación, la que se puede determinar entre el Devónico superior y el Carbonífero inferior (Nullo *et al.*, 1978; Giacosa y Márquez, 2002).

## 2.2. MESOZOICO

### 2.2.1. JURÁSICO MEDIO A SUPERIOR

#### **Complejo El Quemado (2)**

*Volcanitas y piroclastitas ácidas; areniscas y arcilitas*

#### *Antecedentes*

Feruglio (1936-37) designó esta unidad como Serie Porfírica y más tarde Serie efusiva del Quemado (Feruglio, 1938). Heim (1940) nominó estas rocas como Serie de Ibáñez y Feruglio (1944-45, 1949-50), como Complejo Porfírico y Pórfidos cuarcíferos y Porfiritas de la Cordillera respectivamente. Riggi (1957), en el área de los lagos Pueyrredón y Posadas, utilizó el nombre de Vulcanitas Porfíricas. Hoffstetter (en Hoffstetter *et al.*, 1957: 153) señaló que la denominación de El Quemado de Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) tiene prioridad sobre aquella de la Serie de Ibáñez y consideró que «el uso generalizado de la terminología propuesta por Feruglio resultaría más sencillo y práctico». Leanza (1963) llamó a estas vulcanitas Formación Quemado. Riccardi (1971), bajo el nombre de Complejo El Quemado, señaló un extenso conjunto de rocas volcánicas formadas por ignimbritas, lavas y piroclastitas. Furque (1973) describió esta unidad como Formación Barragán, mientras que la entidad que se le superpone, y de características clásticas marinas, la designó Formación Quemado, la que en realidad es la Formación Springhill, como ya lo expresaran Blasco *et al.* (1979).

Nullo *et al.* (1978) coincidieron con las ideas expresadas por Riccardi (1971) en cuanto al nombre Complejo El Quemado, pero incluyeron dentro de él, como nivel psefítico de base, el Conglomerado Arroyo de la Mina (Riccardi, 1971) o Formación Arroyo de la Mina (Leanza, 1972). Igual temperamento fue seguido por Ramos (1979) en el área del río Belgrano. Al sur de esta comarca Katz (1963) también la denominó Formación Quemado, incluyendo dentro de ella la Formación

Sutherland, la que según Cecioni (1955a, 1955b) sería equivalente de la Formación Springhill.

El Complejo El Quemado en territorio chileno, con anterioridad a Katz (1963), era designado Serie Tobífera, y aún así se lo utiliza en la industria petrolera (Cecioni, 1955a). Algo similar ocurre en la isla de los Estados (Caminos y Nullo, 1979), donde los niveles sedimentario-piroclásticos se intercalan con la secuencia volcánica, todo ello denominado integralmente Formación Lemaire.

#### *Distribución areal*

La localidad tipo del Complejo El Quemado fue establecida por Riccardi (1971) en la margen septentrional del lago Argentino, en la estancia La Unión, a partir de los afloramientos descritos por Furque (1973). Posteriormente, la distribución de esta unidad fue ampliada a afloramientos discontinuos que se encuentran a lo largo de la cordillera de los Andes, extendiéndose desde el monte Stokes al sur, hasta la margen norte del lago Buenos Aires al norte (Panza y Haller, 2002).

En el ámbito de la Hoja, las rocas de este complejo se localizan sobre el sector cordillerano

occidental y están bien expuestas debido al levantamiento tectónico de la región y su posterior erosión. Su disposición es generalmente homoclinal hacia el este y se apoya en marcada discordancia sobre rocas paleozoicas (Formación Bahía de La Lancha) hacia el norte y oeste de esta región. En el sector norte del lago Argentino, en la boca del Diablo y al sur de la estancia La Unión, en la bahía del Quemado, aflora en el núcleo de una gran estructura anticlinal de rumbo aproximado N15°E. En este lugar se encuentra la localidad tipo de la unidad. Desde ese sitio hacia el noroeste, por el canal de la Olla y en la península entre el canal Spegazzini y el brazo Norte, estas rocas afloran a nivel del espejo de agua.

Al norte de la laguna Frías, al sur de la comarca, están expuestas rocas de esta unidad reconocidas hacia el norte, al oeste del cerro Moreno. Esta misma línea de afloramientos se observa, mediante contacto tectónico, al oeste del seno de Mayo (Fig. 4).

#### *Litología*

Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938: 84) señaló que la unidad está compuesta por «mantos



**Figura 4.** Afloramientos del Complejo El Quemado redondeados por fenómenos glaciares, en el seno de Mayo.



*de pórfido cuarcífero y porfirita en alternancia con tobas, brechas y areniscas (que contienen a veces trozos de madera carbonizada), de un espesor total de 100 a varios centenares de metros. Este complejo se extiende casi sin interrupción a todo lo largo de la vertiente oriental de la Cordillera, desde la isla de los Estados hasta por lo menos el lago Fontana».*

Se encuentran diferentes variedades litológicas según el sector de la comarca que se analice. Las rocas más abundantes son ignimbritas de color verde claro con litoclastos blanquecinos debido a la alteración a carbonatos. Presentan una matriz desvitrificada a un agregado cuarzo-feldespático, con relictos de estructura fluidal. Los cristaloclastos más abundantes son de cuarzo, en tanto que, de manera subordinada, hay cristaloclastos de plagioclasa. El cuarzo es en general euhedral y puede aparecer reabsorbido o fracturado. Por otro lado, la plagioclasa es de mayor tamaño que el cuarzo, muestra tendencia a tener forma subhedral, y comúnmente se encuentra intrafracturada. Cuando aparecen, los litoclastos están completamente alterados a un fino agregado de carbonatos y arcillas, hecho que dificulta distinguir su naturaleza.

Algunas rocas de esta formación tienen una mesostasis vítrea desvitrificada, donde se observan relictos de textura perlítica, por esta razón se puede considerar que fueron lavas. No obstante, las volcanitas contienen los mismos minerales, como fenocristales (cuarzo y plagioclasa), que los observados en la ignimbrita como cristaloclastos. Las lavas son porfíricas, aunque el porcentaje de fenocristales es muy bajo (> 10%). Los fenocristales de cuarzo son euhedrales y más abundantes que los de plagioclasa; en tanto que los de plagioclasa son subhedrales a euhedrales, y pueden tener maclas según ley de Albita o de dos individuos. Dentro de las lavas aparecen grietas microscópicas rellenas con cuarzo y feldespatos.

Los afloramientos dispuestos al poniente del brazo sur del lago Rico y al oeste de la estancia La Unión están constituidos por rocas volcánicas, en parte alteradas, principalmente por efectos tectónicos, lo que les confiere, generalmente, una coloración blanquecina a rosada. Al microscopio, una muestra de lava de obsidiana ácida o riolítica presenta textura perlítica, la matriz es un vidrio

recristalizado en un agregado fino de cuarzo y feldespatos. Los fenocristales son fundamentalmente de cuarzo y plagioclasa. El cuarzo aparece en cristales con tendencia a ser euhedral y es más abundante que la plagioclasa. La plagioclasa es euhedral a subhedral, puede tener macla según ley de Albita o de dos individuos. Aparecen grietas rellenas con cuarzo y feldespatos.

Otra muestra de la misma secuencia es una ignimbrita ácida o riolítica, con matriz recristalizada en un agregado de cuarzo y feldespatos. Algunos de los cristaloclastos de cuarzo, pueden ser euhedrales, aunque la mayoría son fragmentos de cristales. La plagioclasa está subordinada, y los cristaloclastos mayores están intrafracturados. La plagioclasa forma cumulos. También se observa una ignimbrita ácida o riolítica, con matriz fina recristalizada como un agregado cuarzo-feldespático. Se advierten cristaloclastos alterados a carbonatos, en parte con estructura esferulítica. Los cristaloclastos de cuarzo, en mayor proporción que los de plagioclasa, están reabsorbidos, pero tienen tendencia a ser euhedrales. Las plagioclasas están macladas y varían de subhedrales a euhedrales.

Las exposiciones dispuestas aguas arriba del arroyo Camiseta, donde los contactos geológicos son principalmente por medio de fallas, ponen esta unidad en relación con rocas más jóvenes. Están constituidas por dacitas y riolitas de color rosado claro, en mantos de varios metros de potencia. Se trata de una alternancia de tobas dacíticas y mantos lávicos de dacitas, las primeras en mayor proporción. La textura está dominada por pequeños fenocristales en porcentaje de 30 a 35% en relación con la pasta. Los fenocristales presentan hábito alargado predominando los de plagioclasa sobre los de biotita. Las tobas tienen una coloración pardo clara blanquecina, mientras que las variedades lávicas son de color gris claro a pardo en general algo más oscuras que las tobáceas. La superficie de alteración en casi todos los afloramientos está marcada por una pátina de color rojizo claro. Al microscopio se observa que la plagioclasa (albita), exhibe un evidente maclado y fuerte alteración, en algunos casos a caolinita y en otros a sericita. Los

fenocristales de biotita también tienen alteración, con principio de desferrización en las líneas de clivaje y en menor cantidad en la periferia de los fenocristales. El cuarzo está presente en forma de agregados, con fuerte extinción ondulada, producto de cataclasis. Entre los minerales accesorios se ha reconocido zircón y en menor cantidad calcita y epidoto en pequeños cristales.

El Complejo El Quemado, al sur de la estancia homónima, tiene intercalaciones sedimentarias marinas compuestas, según Feruglio (1949-50), por arcilitas y areniscas, algunas tobáceas, y de espesores hasta 30 m, con abundante contenido fosilífero (*Gryphaea usta*, *Lucina* cf. *lotenoensis*, *Ostrea*, *Exogyra* aff. *quadrata*, *Virgatosphinctes*?, *Aptychus argentinus*, *Belemnopsis*, *Eriphyla* aff. *agriensis*), dispuestas principalmente en su parte superior. Estas intercalaciones fueron consideradas por Blasco *et al.* (1979) como parte del complejo y no como integrantes de la Formación Zapata de Riccardi y Roller (1980).

Poiré (2000) mencionó la existencia de un nivel de calizas algales de 26 m de potencia, sin relación de base con esta unidad, a las que le atribuyó la edad del Complejo El Quemado.

#### *Relaciones estratigráficas*

Con respecto a las relaciones estratigráficas con la unidad suprayacente, se observa que por arriba del Complejo El Quemado se dispone la Formación Springhill. Este hecho se puede advertir tanto al sur de la comarca, al nordeste del cerro Dedo de César, como en el área del arroyo de los Loros, en el norte del lago Argentino, donde el pasaje entre ambas unidades es gradual, aunque en una secuencia rápida (Blasco *et al.*, 1979).

#### *Origen del magmatismo del Complejo El Quemado*

La mayor expresión de magmatismo silíceo relacionado con la distensión, ruptura y apertura del Gondwana se encuentra en la Patagonia argentina. Este volcanismo ha sido llamado colectivamente Provincia de Chon Aike (Uliana *et al.*, 1985; Pankhurst *et al.*, 2000). El Complejo El

Quemado pertenece al episodio volcánico final (V3) de esta provincia magmática.

Pankhurst *et al.* (2000) propusieron que un conjunto de factores geodinámicos, tales como extensión litosférica con plumas mantélicas asociadas a la ruptura del Gondwana, y subducción a lo largo del margen paleopacífico de las placas Sudamericana y Península Antártica, debieron causar las condiciones tectónicas favorables para la generación y el emplazamiento de grandes volúmenes de rocas silíceas. El origen de este magmatismo silíceo se considera que es el resultado de la anatexis de una corteza baja hidratada, de edad grenvilliana, la que fue térmicamente afectada por magmatismo máfico proveniente de aquellas plumas mantélicas.

#### *Edad*

Con respecto a la edad del complejo, se mantiene la ya expresada por Nullo *et al.* (1978) para las sucesiones dispuestas al norte de esta comarca, es decir entre el Calloviano y el pre-Tithoniano. Esta última es tenida en consideración por la edad del contenido paleontológico de la Formación Springhill que se dispone por arriba (Blasco *et al.*, 1979).

La unidad fue asignada al Jurásico superior de acuerdo con dataciones radimétricas de  $158 \pm 10$  Ma (Nullo *et al.*, 1978) para el área de la sierra de Sangra y  $160 \pm 10$  Ma (Parma, 1980) para la zona del lago San Martín. Mediante el método U/Pb en zircones se obtuvo una edad de  $154 \pm 1,4$  Ma en el norte de esta comarca (Pankhurst *et al.*, 2000), lo que ubicaría el volcanismo para este sector, en el Calloviano. En el norte de la cuenca, de Barrio (1993) y de Barrio *et al.* (1999) ubicaron este evento en el Calloviano, mientras que otras dataciones radimétricas efectuadas por Pankhurst *et al.* (1993) para el área del Macizo del Deseado dieron valores de 168, 2 Ma, lo cual sería compatible con las edades de las áreas antes mencionadas. Otras edades más jóvenes, provenientes de la región del lago Pueyrredón, fueron descartadas por dichos autores, pues han resultado ser posteriores a los sedimentos que se le intercalan y superponen.

## 2.2.2. JURÁSICO SUPERIOR - CRETÁCICO INFERIOR

### Formación Springhill (3)

*Areniscas y conglomerados finos, arcilitas limoa-reno--sas y lutitas; niveles carbonosos*

#### *Antecedentes*

Thomas (1949a) describió originalmente esta unidad y la formalizó más tarde (Thomas, 1949b), agrupando una secuencia sedimentaria descubierta mediante perforaciones en el extremo norte del sector chileno de Tierra del Fuego. Varios han sido los autores que han examinado sus afloramientos en las cordilleras Patagónica y Fueguina (Cecioni, 1955b; Yrigoyen, 1962; Nullo *et al.*, 1978; Ramos, 1979; Blasco *et al.* 1979; Katz, 1963; Leanza, 1972; Riccardi, 1976, 1977; Dalziel *et al.*, 1974). Criado Roque *et al.* (1959), Yrigoyen (1962), Archangelsky (1976) y Baldoni (1979) citaron su presencia en el ámbito de la Cuenca Austral, a partir del análisis tanto de testigos de perforaciones realizadas dentro del área como de afloramientos. En la zona de estudio, Furque (1973) denominó estas rocas como Formación Quemado. Los primeros autores en llamarla Formación Springhill en la comarca fueron Blasco *et al.* (1979).

#### *Distribución areal*

Las exposiciones más septentrionales de la Formación Springhill en la Cuenca Austral se hallan al norte y al sur del lago Belgrano (Ramos, 1979), aunque sedimentitas correlacionables con esta unidad se localizan en el sector suroriental de la sierra de Payaniyeu, en el suroeste de la provincia del Chubut (Ploszkiewicz y Ramos, 1977). Los afloramientos más australes, por su parte, corresponden a los descritos por Cecioni (1955b) e Yrigoyen (1962) en Tierra del Fuego. A lo largo de más de 1000 km, la formación está expuesta en forma discontinua. En la comarca estudiada, esta unidad aflora en el cañadón de los Loros, al norte del brazo Norte, continuando tanto hacia el norte como hacia el noroeste. También se encuentra al oeste del brazo sur del lago Rico en los faldeos del cerro Adriana (Nullo, 1983).

### *Litología*

La Formación Springhill está compuesta por un conjunto de areniscas finas a medianas de composición cuarzosa y, subordinadamente, por conglomerados de color gris a gris blanquecino. Predominan las areniscas cuarzo-feldespáticas, de color pardo a pardo claro, bien seleccionadas. En los niveles basales posee intercalaciones piroclásticas (Arbe, 1986). La unidad tiene espesores que varían entre 25 y 110 metros.

Para una mejor comprensión de esta unidad se describen los siguientes perfiles.

#### - Perfil del cañadón de los Loros

En esa localidad, sobre el Complejo El Quemado, se depositan bancos delgados bien estratificados de areniscas de grano mediano, de color gris claro, con un espesor de 40 a 50 cm; la roca es muy dura y presenta como intercalaciones, lentes delgadas carbonosas. Los clastos consisten principalmente en fragmentos volcánicos, con cemento silíceo y carbonático subordinado. Los bancos presentan estratificación paralela y en algunos es posible reconocer un ordenamiento vertical gradado de los componentes clásticos. En los términos superiores del conjunto, las areniscas son de granometría más fina y es posible reconocer un mayor aporte de clastos de volcanitas. La sección inferior de la unidad es fosilífera. El espesor de este conjunto psamítico alcanza los 25 metros.

A continuación se dispone una secuencia de 15 m de espesor, compuesta por arcilitas limoarenosas, muy finas, de color gris oscuro a negro, estratificadas en bancos muy delgados, de hasta un centímetro de potencia. Algunos bancos tienen un cemento débilmente carbonático. Debido a fenómenos tectónicos, las rocas muestran una característica fractura astillosa. Estos niveles psamopelíticos contienen una abundante fauna de pelecípodos, braquiópodos y restos vegetales.

Por arriba se disponen 8 m de areniscas de grano fino a mediano, de color rosa, en bancos de aproximadamente 60 cm de espesor. Esta sección se reconoce en el terreno, pues estas sedimentitas constituyen la pared abrupta del tramo medio del arroyo. En algunos estratos es posible registrar la presencia de cemento carbonático y, en otros,

delgados niveles de areniscas de grano grueso con clastos flotantes de rocas volcánicas, los que no superan el centímetro de diámetro. En esta sección, se hallaron restos de amonites, pelecípodos y belemnites.

Le sigue un potente paquete de 50 m de espesor, integrado por areniscas de grano mediano a grueso de color gris claro a rosado o rosado amarillento. Se alternan con delgados bancos de arcilitas de color gris a gris oscuro y con areniscas líticas, cuyos clastos dominantes son de rocas volcánicas. En las arcilitas grises inferiores se han recolectado numerosos fósiles, como así también en las areniscas líticas superiores.

Bruscamente se observa el pasaje de las areniscas de grano mediano a lutitas de color negro a gris oscuro, que conforman una potente secuencia homogénea denominada en este trabajo Formación Río Mayer.

#### - Perfil del Dedo de César

El perfil de esta secuencia está situado sobre el flanco norte del cerro Dedo de César y lo caracterizan aproximadamente 25 m de areniscas de grano mediano, de color gris claro a pardo claro que gradualmente pasan a pelitas oscuras de la Formación Río Mayer. Los términos basales se disponen sobre rocas volcánicas, muy alteradas y dinamometamorfizadas, pertenecientes al Complejo El Quemado.

Dentro de la secuencia, de origen marino, no se han encontrado niveles fosilíferos, pero se incluye en esta unidad por su posición estratigráfica y composición litológica. La edad sería semejante a los depósitos del arroyo de los Loros (Blasco *et al.*, 1979; Nullo, 1983).

#### *Ambiente de depositación*

Esta unidad fue generada en un ambiente marino somero con pasajes a términos continentales propios de áreas costeras. En el sector cordillerano o muy próximo a él, consiste en sedimentitas depositadas en un ambiente marino costero, en el que se producían, durante la acumulación de la parte inferior, los episodios póstomos del volcanismo del Jurásico superior. En el sector norte del área, la sección basal de la

formación es transgresiva sobre el zócalo volcánico. Hacia el este, en el ambiente extracordillerano, sólo se conocen datos de perforaciones. En esta dirección parecería que los términos marinos engranan lateralmente con sus homólogos de características continentales, producto de la sedimentación clástica-fluvial, originada por ríos que, con pendientes hacia el oeste, surcaban la vieja superficie del zócalo volcánico. Estos ríos habrían producido en su desembocadura en el mar, depósitos deltaicos en parte conectados entre sí.

En el cañadón de los Loros las sedimentitas que se apoyan sobre el Complejo El Quemado presentan una granometría gruesa y un aporte continental importante y cercano, indicando un ambiente marino de poca profundidad. Las intercalaciones de arcilitas arenolimosas revelan episodios de menor energía, asociados con un ambiente de marea acompañado de una epifauna y marcas de fondo típicas de este ambiente. Hacia arriba, en la columna, los sedimentos poseen una mayor madurez textural, marcada por el buen redondeamiento de los fragmentos y abundancia de litoclastos en relación con los componentes clásticos minerales. Si bien el aporte clástico terrígeno reconocible es importante, la fracción predominante está constituida por un 70 % de cuarzo, en relación con los líticos.

La parte media del perfil muestra características de mayor profundidad, ya que se observan faunas casi exclusivamente bentónicas y marcas de fondo, típicas de este ambiente. Un nuevo pulso de aguas poco profundas se evidencia en la parte superior de la secuencia, acompañando el cambio litológico por la presencia progresiva de una mayor selección de la fracción clástica y elementos faunísticos propios de un ambiente intertidal, entre los que abundan los pectínidos, grifeidos y, en menor proporción, los gastrópodos. Estos elementos, en algunos casos, forman niveles de coquinas de no más de dos centímetros de espesor. La brusca aparición de sedimentitas pelíticas en el techo de esta unidad marca el establecimiento de condiciones de mayor profundidad, las que perdurarán, con pequeñas variaciones, durante gran parte del Cretácico.

### Relaciones estratigráficas

Si bien las relaciones estratigráficas con el substrato volcánico en general son discordantes, en el área de la Hoja el pasaje entre ambas unidades es paraconcordante y transicional (Nullo *et al.*, 1999).

### Contenido paleontológico y edad

Al oeste del lago Argentino, intercaladas con volcanitas del Complejo El Quemado, se disponen sedimentitas marinas clásticas de aproximadamente 150 m de potencia, que en los términos cuspidales contienen una fauna con *Aulacosphinctoides* sp., *Virgatosphinctes* sp. y *Aspidoceras* cf. *haupti* Krantz (Blasco *et al.*, 1979; Nullo *et al.*, 1999). Al norte de esta zona, en la vega de Pérez, la Formación Springhill contiene *Aspidoceras* cf. *andinum* Steuer, *Aulacosphinctoides* cf. *smithwoodwardi* (Uhlig), *Aulacosphinctoides* sp. y *Choicensis-phinctes* cf. *erinoides* (Burckhardt) (Kraemer y Riccardi, 1997) además de una fauna abundante de pelecípodos, formas que caracterizan al Tithoniano inferior a medio. Más al norte, en la bahía de La Lancha, la formación contiene *Jabronella* aff. *michaelis* (Uhlig.), *Neocosmoceras* sp. y *Delphinella* sp., asociados con numerosos pelecípodos (Riccardi, 1976 y 1977) que son típicos del Berriasiano. Estas condiciones perduraron en el norte de la cuenca hasta el Valanginiano, igual que en el área del río Coyle (Kielbowicz *et al.*, 1983). En los sectores de los lagos La Plata y Fontana, las secuencias clásticas correlacionables con esta unidad contienen una fauna que las ubica en el Neocomiano a Hauteriviano (Leanza, 1981; Blasco, en Ramos, 1981; Olivero, 1987).

## 2.2.3. CRETÁCICO INFERIOR

### Formación Río Mayer (4)

*Lutitas, arcilitas y areniscas finas*

#### Antecedentes

Esta unidad recibió diferentes nombres según los autores que desarrollaron tareas en la Cordillera Patagónica. Hatcher (1897) las designó *Mayer*

*River Beds*, Ameghino (1898) estableció el piso Mayerense, y Stolley (1912) las llamó Meseta Schiefer. Bonarelli y Nágera (1921) la denominaron Serie Suprajurásica - parte superior - y Serie Infracretácica. Feruglio (1936-37) inicialmente la señaló como *Complesso Titoniano Cretaceo prevalentemente argilloscis-tosa*, aunque años más tarde (en Fossa Mancini *et al.*, 1938.) la citó como la parte inferior del Complejo sedimentario del Río Mayer, mientras que en 1944-45 el mismo autor las mencionó como una parte del Complejo sedimentario Titoniano hasta Turoniano. Recién en 1971, Riccardi enmendó la designación de Hatcher (1897), formalizando su denominación.

Leanza (1972) utilizó el nombre de Formación Lago San Martín, mientras que Furque (1973) para el área del lago Argentino la agrupó como Formación La Unión. Nullo *et al.* (1978), Blasco *et al.* (1979), Blasco *et al.* (1980a y b) y Nullo *et al.* (1981a) extendieron la validez de esta unidad y certificaron la edad de la misma en varias localidades de la Cuenca Austral, desde el área del lago Belgrano por el norte hasta la zona del lago Argentino por el sur. Riccardi y Roller (1980) la denominaron Formación Zapata, sin embargo, el nombre Formación Río Mayer tiene prioridad con respecto a este, ya que dicho término fue introducido en la literatura geológica de Chile por Katz (1963) para afloramientos situados al sur de la comarca aquí descripta. Según la edad de las secuencias, algunos autores han identificado una Formación Río Mayer inferior y otra superior (Arbe, 1989; 2002; Nullo *et al.*, 1999).

#### Distribución areal

La Formación Río Mayer presenta una amplia distribución en todo el ámbito de la Cordillera Patagónica. Sus exposiciones son extensas y en ellas se observa que la unidad ha sido intensamente afectada por el plegamiento de la faja plegada. En el área de la Hoja, los afloramientos están bien expuestos en el sector occidental, principalmente en las cercanías del Campo de Hielo. Los mejores asomos se disponen al pie de los cerros de los Fósiles y Puntudo Alto, ambos al norte de la estancia La Unión y al oeste del arroyo de las Hayas, donde se puede apreciar una intensa deformación por plegamientos apretados y algunas repeticiones por fallas inversas.

También aflora en sectores al este del glaciar Upsala, en la bahía Cristina y en el canal Spegazzini. Al sur del área aflora al oeste del brazo Sur del lago Argentino, sobre las secuencias de la Formación Springhill, como así también al sur de la región, al norte del lago Frías, con la misma relación estratigráfica.

### *Litología*

Esta unidad está compuesta principalmente por rocas pelíticas de color oscuro intensamente replegadas. Al sur del cerro Adriana y al oeste del brazo Sur del lago Argentino, debido al intenso plegamiento, no fue posible realizar un perfil integrado. De acuerdo con sus características se considera que la unidad tiene continuidad litológica desde su localidad tipo hasta la zona mencionada (Nullo *et al.*, 1981a; Blasco *et al.*, 1980).

La mayor exposición se encuentra en el sector del cerro Hobbler, al norte de la Hoja, donde afloran 80 m de lutitas de color negro, con laminación delgada y escasas intercalaciones de arcilitas con menor diagénesis. Le siguen hacia arriba 55 m de lutitas pardo oscuras, con fisilidad bien marcada, con presencia de *Inoceramus* sp. Por arriba hay 145 m de bancos de areniscas finas a arcilitas de color pardo oscuro a rojizo, bien estratificadas en bancos de 1 a 2 m de potencia. En este tramo se localizan bancos limolíticos, calcáreos, concrecionales. Estos bancos exhiben una importante meteorización física que le otorgan una tonalidad rojiza a la superficie de la roca. La secuencia finaliza con 150 m de lutitas color gris azulado a gris negruzco, estratificadas en bancos delgados de 1 a 2 cm de potencia. Hacia el techo, la granulometría se torna algo más gruesa llegando a areniscas finas, manteniendo la tonalidad oscura. En total, el perfil tiene aproximadamente 420 m de espesor. En esta localidad su contacto con la unidad suprayacente es mediante falla, que se observa en el tramo inferior del río de las Hayas hacia el este.

Al norte del cañadón de los Loros, sobre la Formación Springhill afloran delgados bancos de areniscas finas oscuras alternantes con pelitas negras con alta fisilidad. La secuencia se presenta replegada y fracturada. El espesor determinado

para este sector es mínimo debido a las repeticiones de estratos.

En el sector sur, en el cerro Dedo de César, el espesor de la formación no supera los 25 m y está compuesta por pelitas negras físlas, con intercalaciones de niveles concrecionales pelíticos y en parte ferruginosos.

Se estima que la velocidad de sedimentación ha sido variable, ya que el espesor de los depósitos pelíticos en el norte de la cuenca es de 150 m mientras que en el área de los lagos Viedma y San Martín es de 1000 metros.

### *Ambiente*

La litología y las estructuras sedimentarias de la unidad indican un ambiente marino de plataforma, de mayor profundidad que la de la Formación Springhill, que pasa hacia arriba a condiciones de menor profundidad. La presencia de materiales finos revela que la energía del medio fue baja. Las condiciones ambientales imperantes eran reductoras, como indica la existencia de pirita singenética en los bancos, principalmente en los niveles inferiores.

### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Río Mayer en algunas localidades se apoya directamente sobre el Complejo El Quemado, en tanto que en otras, como en el cañadón de los Loros y en el cerro Dedo de César, el contacto basal es transicional con la Formación Springhill. En el cerro Hobbler, el contacto con el Complejo El Quemado es mediante una falla inversa. Al sur de la Hoja, en el arroyo Camiseta, el contacto con la Formación Springhill es tectónico y continúa hacia el norte, al oeste del cerro Moreno.

### *Paleontología y edad*

En el lago Tanhäuser, entre la estancia La Cristina y la laguna Anita y al oeste de la vega de Pérez (localidades situadas en el límite norte del área aquí tratada) las pelitas contienen *Jabronella* sp. y *Berriasiellidae* indet. (Nullo *et al.*, 1981a) y *Berriasiella* cf. *behrendseni* Burckhardt, *Subthurmannia* sp. y *Phylloceras aureliae*

(Feruglio) (Kraemer y Riccardi, 1997) correspondientes al Berriasiano. Por arriba se disponen niveles más jóvenes que confirman el Valanginiano con *Olcostephanus* sp. (Nullo *et al.*, 1981a) y *Neocomites* sp., ?*Subthurmannia* sp. y *Busnardoites?* cf. *campylotoxus* (Uhlig) (Kraemer y Riccardi, 1997). Al sur de esta comarca, los términos pelíticos superiores de esta unidad llegan hasta el Albiano superior, con la presencia de *Mortoniceras* sp. (Arbe y Hechem, 1984a).

Desde el punto de vista de la evolución de la cuenca, mientras en el sur continuaban las condiciones marinas profundas, desde el noroeste estos depósitos fueron reemplazados lentamente por otros someros y litorales (Nullo *et al.*, 1981a; Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Medina y Rinaldi, 1986). En esta comarca el techo de la unidad está determinado por la presencia de *Calycoceras* sp. (Riccardi, 1977) encontrado por Furque en el arroyo Horqueta, que determina una edad cenomaniana superior.

En los sectores marinos más profundos de la cuenca, en perforaciones petroleras dentro de la provincia de Tierra del Fuego y el *off shore*, entre

el Albiano superior y el Cenomaniano inferior (94 - 91 Ma, Arbe, 2002), quedó registrada una discordancia que se atribuye a la acción de los movimientos tectónicos de la Fase Patagónica (Malumián y Ramos, 1984). Esta discordancia se inició probablemente en el límite entre el Barremiano y el Aptiano (112 Ma) y se considera como la edad del pasaje entre las secciones inferior y superior de la Formación Río Mayer. En el sur de la cuenca, en el subsuelo de Tierra del Fuego y costa afuera, se dispone la Formación Nueva Argentina (Malumián y Masiuk, 1975, 1976) caracterizada por arcilitas claras y arcilitas biomicríticas, con una potencia de 250 m, acompañadas por una abundante fauna de foraminíferos que caracterizan el Aptiano-Albiano equivalente a la Formación Río Mayer.

En la comarca que abarca esta Hoja, por el contenido faunístico presente en los afloramientos descriptos, la base de la unidad (Formación Río Mayer inferior) se ubica en el Berriasiano en los afloramientos más occidentales, y el techo (Formación Río Mayer superior) corresponde al Cenomaniano superior.



**Figura 5.** Corrimientos de vergencia al este, en secuencias de la Formación Cerro Toro, en el canal Spegazzini.



**Figura 6.** Estratos de la Formación Cerro Toro deformados por la acción compresiva, en la localidad de Punta Bandera.



**Figura 7.** Afloramientos de la Formación Cerro Toro en el faldeo occidental del cordón de los Cristales, al sur de la estancia Nibepó Aike.



## 2.2.4. CRETÁCICO SUPERIOR

### Formación Cerro Toro (5)

*Pelitas, areniscas finas, turbiditas*

#### Antecedentes

Esta unidad fue identificada por primera vez por Cecioni (1955a) en el sector chileno, en el área del seno de Última Esperanza. Posteriormente Katz (1963) reunió bajo ese nombre un conjunto de pelitas y psamitas cuyos afloramientos en la comarca, tienen una amplia distribución. Furque (1973) denominó esta unidad como Miembro Horqueta de la Formación Las Hayas, nomenclatura desestimada dentro del contexto regional de la cuenca.

Riccardi y Roller (1980) ubicaron la Formación Cerro Toro (Katz, 1963) concordantemente sobre la Formación Río Mayer y la extendieron desde el lago Viedma hacia el sur hasta la región de Última Esperanza, localidad tipo en territorio chileno. Posteriormente, Blasco de Nullo *et al.* (1980b) y Nullo *et al.* (1981a) describieron estas rocas como depósitos turbidíticos pardo-oscuros a negro-verdosos aflorantes en la comarca de los lagos Viedma y Argentino, los que fueron agrupados en una única unidad, la Formación Río Guanaco. Arbe (1989) equiparó la sección inferior de la Formación Río Guanaco con la Formación Cerro Toro, mientras que la sección superior fue incluida en la Formación Alta Vista, criterio seguido en este trabajo.

Arbe y Hechem (1984a), Arbe (1986) y Kramer y Riccardi (1997) identificaron en esta unidad dos miembros, inferior y superior, criterio seguido posteriormente por Nullo *et al.* (1999). Por último, Arbe (2002), unificando las diversas opiniones anteriores, denominó Formación Cerro Toro a todos los niveles y depósitos turbidíticos reseñados por Arbe y Hechem (1984a), Arbe (1986) y Kramer y Riccardi (1997) con una fauna acompañante de *Pachydesmoceras?* sp., *Gauthiericeras* cf. *santacruzense?*, *Eupachydiscus* sp., *Inoceramus* cf. *steinmanii* e *Inoceramus* cf. *hobetsensis*.

#### Distribución areal

Esta unidad se extiende ampliamente en el ámbito de la Hoja, principalmente en el sector oeste (Fig. 5). De norte a sur, aflora entre los

arroyos Horqueta y Las Hayas. Hacia el sur se encuentra en las secuencias superiores de la península Avellaneda, al igual que en la península Magallanes (Fig. 6). Al sur de los brazos Rico y Sur del lago Argentino, se dispone en el cordón de los Cristales (Fig. 7) y al oeste, en los cerros Moreno y Adriana.

#### Litología

El perfil tipo de esta formación se localiza en Chile, en el cerro homónimo. Ha sido reconocida en todo el ámbito de la Cuenca Austral (Katz, 1963; Vilela y Csaky, 1968; Riccardi y Roller, 1980; Blasco de Nullo *et al.*, 1980b; Nullo *et al.*, 1981a; Arbe y Hechem, 1984a; Arbe, 1989; Kramer y Riccardi, 1997; Nullo, *et al.*, 1999; Malumián *et al.*, 2000 y Arbe, 2002).

En todos los sectores se encuentra muy plegada y con corrimientos menores, como puede observarse en el tramo medio del canal Spegazzini (Fig. 5). Los paquetes poseen repeticiones tectónicas y muchas veces se ven perfiles invertidos. Arbe (2002) dividió la formación en dos miembros, inferior y superior, criterio que no es seguido en este trabajo por razones de mapeo.

Los afloramientos en el brazo sur del lago Rico están integrados por una secuencia de pelitas grises muy oscuras o negras microlaminadas, bien estratificadas, en cuerpos tabulares de 0,15 m a 0,25 m de espesor, intercaladas con escasos y finos (0,05 m a 0,10 m de espesor) cuerpos tabulares de areniscas pardo verdosas, con restos de *Inoceramus* cf. *hobetsensis* reconocidos inicialmente por Blasco *et al.* (1980b). Los bancos están desmembrados y son de color rojizo debido a la tinción por óxidos de hierro. Presentan microentrecruzamiento, estratificación tabular y base plana erosiva. Esta sección, es equivalente a la litofacies de «turbiditas delgadas» descritas por Arbe y Hechem (1984a) y Arbe (1986) y a la litofacies CTO 2 de Kramer y Riccardi (1997).

En el cerro Frías, la secuencia está compuesta por ritmos monótonos de pelitas negras y areniscas finas oscuras, granodecrecientes. Los bancos son delgados, no sobrepasan los 2 cm, están replegados y en parte de los niveles pelíticos se advierte un intenso dínamo metamorfismo que los convierte en

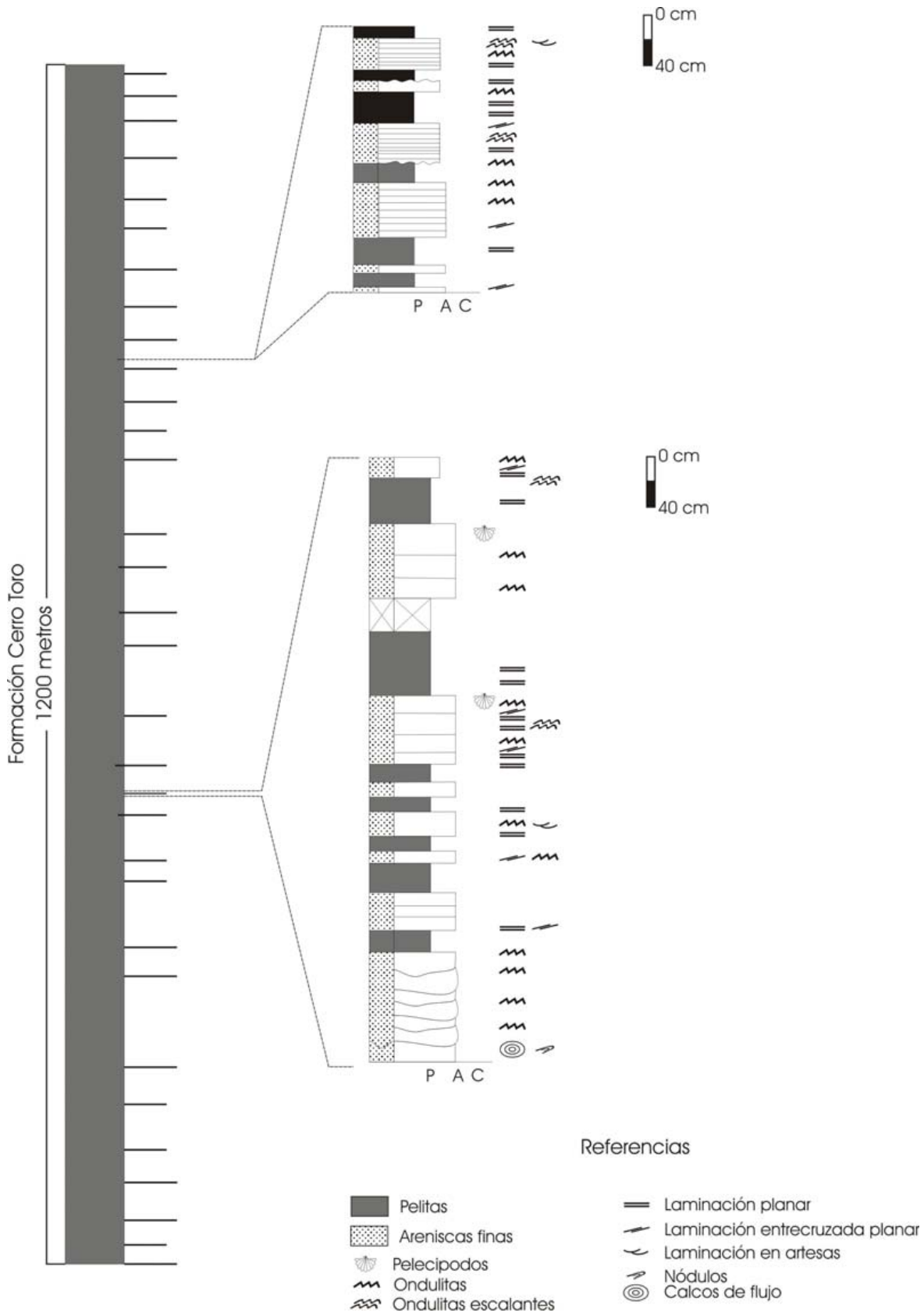


Figura 8. Perfil de la Formación Cerro Toro en el cordón de los Cristales.

pizarras. En el techo de la secuencia (no de la unidad) se encontraron restos de *Inoceramus* indet.

En el cordón de los Cristales se efectuó un perfil, debido a que los afloramientos están menos perturbados (Fig. 8). La columna es de 1200 m de potencia y remata en la base del arroyo Chorrillo Chico. Los ritmos sedimentarios marcan la presencia alternante de areniscas finas, con ondulitas y calcos de flujo. En los niveles basales se localizan estructuras de laminación planar y entrecruzada planar. En algunos bancos se observaron nódulos redondeados de tamaño pequeño, alrededor de 1 a 3 cm de diámetro. En la figura 8, dos tramos de la columna donde se individualizaron restos de pelecípodos (*Inoceramus* cf. *hobetsensis*, *Inoceramus* indet., *Baculites* sp.), se han dibujado a mayor escala para su mejor observación.

En la península Avellaneda las secuencias turbidíticas son predominantes; los niveles delgados se alternan entre pelitas negras y areniscas de grano fino a muy fino; ambas secuencias son de color negro a gris oscuro, tanto en superficie como en roca fresca. Los estratos están replegados con los ejes de deformación norte-sur, por lo cual, debido a los procesos glaciares de dirección este-oeste, las estructuras están cortadas por los profundos canales cavados por la glaciación.

Al norte de la Hoja, la formación está expuesta entre los arroyos Horqueta y Las Hayas. La misma se presenta en una faja de arrumbamiento norte-sur, atravesada al norte por las nacientes del río Guanaco. La litología, como en otros afloramientos, es monótona y está compuesta por una alternancia de pelitas negras y areniscas finas, de color negro a gris oscuro, en delgados bancos de centímetros de espesor. La secuencia, hacia el este, por tener menor compresión está menos replegada que hacia el oeste.

#### *Ambiente de depositación*

Vilela y Csaky (1968) fueron los primeros en reconocer el ambiente turbidítico. Con posterioridad Furque (1973), Blasco de Nullo *et al.* (1980b), Nullo *et al.* (1981a), Arbe y Hechem (1984a), Arbe (1989), Kramer y Riccardi (1997), Nullo *et al.* (1999), y Arbe (2002) también identificaron estos depósitos como turbidíticos.

Los perfiles estudiados en el brazo sur del lago Rico indican que estas turbiditas pueden ser consideradas como clásicas, donde prevalecen los intervalos C y D de la secuencia de Bouma (1962) o las facies C2; D2 y D1 de Mutti y Ricci Lucchi (1972). Cuando dominan los intervalos finales de la secuencia de Bouma, se estima que las turbiditas de grano fino fueron generadas por flujos con baja concentración de sedimentos, que transportan principalmente limos y arcillas, depositándolos por tracción y decantación (Piper, 1978; Stow, 1979, Piper y Stow, 1991). Estas facies indican un ambiente de sedimentación en abanicos turbidíticos distales. Posteriormente, Poiré (2000), únicamente sobre la base de la presencia de icnogéneros encontrados en esta unidad (*Arenicolites*, *Chondrites*, *Cochlichnus*, *Helminthopsis*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Scolicia*, *Skolitos*, *Spirophycus*, *Taenidium*, *Teichichnus*, *Thalassinoides* y *Zoophycus*), sostuvo que en algunos sectores de la cuenca el ambiente era de plataforma de baja a moderada energía, con existencia de niveles de tormentitas con facies que revelan diferentes grados de oxigenación. Sin embargo, Nullo y Haller (2002) mantuvieron la idea de la existencia de sedimentación rítmica de fondo marino, que se habría distribuido sobre las facies de plataforma de la Formación Río Mayer, indicando el inicio de la sedimentación profunda.

Arbe (2002), señaló que la Formación Cerro Toro correspondería al inicio de la fase tectosedimentaria a la que denominó «subciclo Mata Amarilla», del ciclo Lago Viedma, y vinculó estos lóbulos turbidíticos con una rápida caída del nivel del mar.

Al sur del lago Argentino, Malumián *et al.* (2000) consideraron que la unidad se desarrolló en ambientes anaeróbicos o disaeróbicos.

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Cerro Toro está en discordancia sobre la Formación Río Mayer; sin embargo algo al norte de la Hoja, sobre el curso del río Guanaco, esta relación no se observa, aunque la tectónica en este sector afectó fuertemente a ambas unidades. Al norte y al este del lago Argentino está cubierta, en paraconcordancia, por la Formación Alta Vista;

en tanto, hacia el sur, la Formación Lago Sofía se intercala entre las formaciones Cerro Toro y Alta Vista. Nullo *et al.* (1999) sostuvieron que hay un engranaje lateral entre Cerro Toro y Lago Sofía, mientras que Arbe (2002) señaló que entre ambas se desarrolló un proceso erosivo.

### *Paleontología*

Son escasos los restos paleontológicos hallados dentro de esta unidad. Las faunas se presentan aisladas y sin una continuidad como para determinar la amplitud temporal de la depositación.

En los sectores de turbiditas del brazo Rico se hallaron ejemplares de *Inoceramus cf. hobetsensis* (Blasco *et al.*, 1980b). En la parte superior del cordón de los Cristales se encontraron restos de *Baculites sp.*

### *Edad*

Sobre la base de la fauna de amonites y pelecípodos presentes, Kramer y Riccardi (1997), Nullo *et al.* (1999) y Arbe (2002) situaron la unidad en el lapso comprendido entre el Cenomaniano temprano y el Santoniano medio. Arbe (2002) señaló que la base de esta formación es discordante y dató la discordancia entre 93 y 91,5 Ma (Cenomaniano temprano), mientras que en el techo hay otra discordancia fechada en los 85 Ma (Santoniano medio). Sin confirmación paleontológica, el techo podría alcanzar el Campaniano basal.

## **Formación Lago Sofía (6)**

### *Conglomerados, areniscas y pelitas*

#### *Antecedentes*

En la región occidental de la Hoja y hacia el sur, en el cordón que sirve de límite internacional, se dispone una secuencia clásica conglomerádica, que en el sector chileno Cecioni (1955a) detalló inicialmente dentro de la columna de la Formación Cerro Toro. Más tarde, Katz (1963) la denominó Conglomerados Lago Sofía, así como Scott (1966). Winn y Dott (1977, 1978) describieron la unidad como *Lago Sofía lenses* y la incluyeron dentro de

la Formación Cerro Toro, ya que la asociaron al mismo sistema depositacional, criterio que no fue seguido por Arbe y Hechem (1984a) quienes la situaron en otro sistema.

Nullo (1983) ubicó las rocas pertenecientes a esta entidad dentro de la Formación Río Guanaco en el perfil del puesto 3 de Abril, hoy perteneciente a la estancia Nibepó Aike (ex La Gerónima). Arbe y Hechem (1984a) y Arbe (2002) la llamaron Conglomerado Lago Sofía, mientras que Nullo *et al.* (1999) mantuvieron el nombre del epígrafe.

#### *Distribución areal y litología*

Al este del puesto 3 de Abril aflora una secuencia espesa, de conglomerados polimícticos, integrados por clastos de cuarzo, rocas volcánicas ácidas y escasa presencia de rodados graníticos. El espesor es de aproximadamente 450 m, desde el faldeo medio del Cordón del Límite, al sur del cordón de los Cristales, hacia el este. Arbe (2002) citó 600 m medidos. Los bancos tienen una potencia de 1 a 2 m, con contactos bien netos. Estos depósitos pierden espesor hacia el norte, mientras que hacia el sur se hacen más potentes.

La secuencia en general está compuesta principalmente por para y ortoconglomerados, gruesos a muy gruesos, polimícticos, constituidos por clastos de cuarzo, rodados de volcanitas ácidas, esquistos, bloques de areniscas y pelitas, con ejes «a» de varios metros. La sucesión se puede dividir en dos secciones: una inferior grano y estratodecreciente y otra superior grano y estratocreciente-grano y estratodecreciente. En algunos sectores pueden observarse estratos psamíticos y pelíticos asociados a los psefíticos.

Para Winn y Dott (1977, 1978) el origen de estos depósitos se debió a la instalación de cañones submarinos, de rumbo norte-sur, cuya actividad respondió a movimientos tectónicos atribuidos a la estructuración de la Cordillera Andina Patagónica (85-80 Ma).

#### *Ambiente de depositación*

La sección inferior de la formación constituye el primer episodio del relleno de los cañones submarinos, netamente constructivo, con depósitos de flujo de detritos y corrientes de alta densidad turbulenta, con desarrollo de carpetas tractivas y



**Figura 9.** Bardas al sur del lago Argentino, en la entrada a la estancia Alta Vista. En primer plano a la derecha, abruptos paredones de la Basandesita Alta Vista. Al fondo, areniscas finas y pelitas oscuras de la Formación Alta Vista y, por encima, areniscas de la Formación Anita.



**Figura 10.** El cerro del Fraile visto desde el noreste. El cuerpo del cerro está constituido por pelitas negras y areniscas finas de la Formación Alta Vista. Intercalados en las sedimentitas, se observan un par de delgados filones de basandesitas. En la cumbre, mantos de basaltos y bancos de brechas (Basalto Vizcachas) intercalados con niveles de till del Plioceno.

posterior depositación de corrientes de alta densidad por suspensión. Esta sección ha sido explicada por Arbe y Hechem (1984a) como la respuesta sedimentaria al diastrofismo contemporáneo y fuerte descenso relativo del nivel del mar.

La sección superior se interpreta como relleno del eje de los canales, con facies de desborde y albardones asociándose secuencias de intercanales con depositación de turbiditas clásicas. Arbe y Hechem (1984a), indicaron que esta sección fue consecuencia de la instalación de corrientes turbidíticas arenosas de alta densidad, con desarrollo de canales distributarios hacia el poniente y ascenso relativo del nivel del mar.

#### *Relaciones estratigráficas*

Arbe (2002) consideró que esta unidad yace discordantemente sobre la Formación Cerro Toro, en tanto que en algunos sectores fue contemporánea con la sección inferior de la Formación Alta Vista, como inicio de la sedimentación del Subciclo Anita, perteneciente al Ciclo Lago Viedma. Estas

relaciones se pueden apreciar en los afloramientos del sur de la comarca.

#### *Paleontología y edad*

Katz (1963) encontró, en los niveles pelíticos, *Anapachydiscus hauthali*; *Anapachydiscus steinmanni*, *Anapachydiscus patagonicus* acompañados de *Phylloceras ramosum*, *Gaudryceras kayei* y *Gaudryceras varagunense*, por lo que asignó a estos depósitos, una edad campaniana, aunque es probable que el miembro inferior sea de edad santoniana.

Nullo *et al.* (1981b) y Arbe y Hechem (1984a), por relaciones estratigráficas con la Formación Alta Vista le confirieron una edad campaniana inferior.

Por las características litológicas, clásicas gruesas, en la Hoja no se han encontrado fósiles dentro de las sedimentitas de esta unidad. Debido a su asociación con pulsos tectónicos atribuidos a la estructuración de la Cordillera Andina Patagónica, producidos entre los 80 a 85 Ma (Winn y Dott, 1977, 1978; Arbe, 2002), se la ubica en el Santoniano superior.



**Figura 11.** Estratos alternantes de areniscas finas y pelitas de la Formación Alta Vista, aflorantes en el arroyo Centinela.

Cuadro 1. Cuadro de equivalencias de la Formación Alta Vista.

Formación Alta Vista	Arbe y Hechem (1984a)	Arbe y Hechem (1984b)	Kraemer y Riccardi (1997)
Miembro Inferior	Areniscas lenticulares	-----	Bancos de areniscas que rematan en pelitas (AVI1)
	Litofacies de pelitas negras y <u>Litofacies</u> de margas y areniscas	-----	Pelitas negras con limonitas castañas (AVI2)
Miembro Superior	-----	Facies Y	Pelitas negras con areniscas con microentrecruzamiento (AVI13)
	-----	Facies Z	Limolitas gris a negro rojizas, con intercalaciones de areniscas (AVI14)

### Formación Alta Vista (7)

*Pelitas y areniscas finas a gruesas hasta conglo-me-rá-di-cas, conglomerados; lentes de calizas*

#### Antecedentes

Originalmente, estas rocas fueron incluidas por Feruglio (1949-50) dentro del Complejo arcillo-ftanítico. Más tarde la unidad fue dividida y denominada inicialmente como Miembro Alta Vista por Furque (1973), dentro de su Formación Las Hayas, en el que agrupó la secuencia sedimentaria que se dispone desde el norte hasta el sur del lago Argentino, entre la estancia Alta Vista y el Chorrillo Malo. Nullo (1983) mapeó esta secuencia al sur del lago Argentino como Formación Río Guanaco. Blasco *et al.* (1980b) describieron una fauna proveniente del arroyo Centinela asignándole una edad campaniana inferior. Arbe y Hechem (1984a) elevaron la unidad al rango de formación denominándola Formación Alta Vista, equivalente a los términos cuspidales de la Formación Río Guanaco (Blasco *et al.*, 1980b). Igual criterio fue seguido por Kraemer y Riccardi (1997), Nullo *et al.* (1999) y Arbe (2002). Arbe y Hechem (1984b) y Kraemer y Riccardi (1997) la reconocieron al norte del lago Argentino y la dividieron en dos miembros (Arbe, 2002).

#### Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad se distribuyen en ambas márgenes del lago Argentino. La localidad

tipo se encuentra en las barrancas al sur de la estancia Alta Vista (Fig. 9); está bien expuesta en los arroyos que cortan la sección inferior de la barranca. Estos asomos continúan hacia el oeste apoyándose sobre las sedimentitas de la Formación Cerro Toro o hacia el sur sobre los conglomerados de la Formación Lago Sofía, cerca del límite internacional. Aflora también en el cerro del Fraile (Fig. 10).

En el sector al norte del lago Argentino, los asomos son de poco espesor y se prolongan hacia el norte, estando mejor expuestos en el tramo oeste-este del río Guanaco, al norte de la Hoja.

#### Litología

Está caracterizada por la presencia de arcilitas pardo oscuras a negras y areniscas y areniscas conglomerádicas de color pardo claro a amarillento. La litología depende del área donde se efectúen las observaciones.

La secuencia clástica fue dividida en dos miembros, Inferior y Superior. Por razones de escala de mapeo, en este informe se mantiene la Formación Alta Vista reunida en una sola unidad, aunque en algunos perfiles se pueden ver ambos miembros.

El Miembro Inferior está formado por areniscas finas a conglomerádicas de colores claros (blancas, amarillentas o grisáceas), en cuerpos delgados, tabulares o lenticulares que, en muchos casos, presentan amalgamamientos y generan cuerpos de hasta 3,5 m de potencia. Poseen gradación normal

y suelen mostrar, en el techo, megaóndulas con restos de vegetales. Estos ciclos arenosos terminan en pelitas de color gris verdoso, con potencias mayores a 2 metros. Hacia el techo, se encuentra una espesa secuencia de arcilitas negras a pardo oscuras, finamente laminadas, expuestas al norte del lago Argentino y al este del arroyo Las Hayas donde alcanzó 245 m de espesor.

Al sur del río Guanaco pueden observarse cuerpos lenticulares, con base erosiva, de conglomerados con clastos de hasta 5 centímetros. Poseen trozos de valvas de *Gervillaria* sp., que han sufrido transporte (Kraemer y Riccardi, 1997). Estos cuerpos de areniscas y conglomerados forman secuencias con pelitas negras grisáceas y limolitas castañas, de unos 100 m de potencia, con restos de *Baculites* sp.

El Miembro Superior (Arbe y Hechem, 1984b; Kraemer y Riccardi, 1997) está compuesto por bancos tabulares de pelitas negro grisáceas con escasas intercalaciones de areniscas finas amarillo verdosas y de limolitas calcáreas y concrecionales. Las secuencias son granocrecientes.

En el arroyo Centinela, esta unidad (Fig. 11) se manifiesta como una sucesión de cuerpos tabulares, laminados, de areniscas finas color ocre, de grano uniforme, con microestructuras tractivas y espesores que varían entre 0,10 y 0,70 m, intercaladas con bancos tabulares de 10 cm o más, de margas negras o lentes de calizas. Se advierten nódulos aislados de carbonatos de hasta 45 cm de diámetro, con estructuras cono en cono. Los cuerpos arenosos se presentan con mucha bioturbación, especialmente en el techo y en el tercio superior de cada capa. Hacia el tope del afloramiento se pueden ver calcos de flujo de gran tamaño, bioturbaciones muy gruesas y ondulitas. En general, estos afloramientos corresponden a las «litofacies de margas y areniscas» de Arbe y Hechem (1984a). En las barrancas de las estancias La Anita y Alta Vista se midió una secuencia de 600 m de espesor.

En el cuadro 1 se sintetizan las equivalencias de las terminologías empleadas en esta unidad por diversos autores.

#### *Ambiente de depositación*

El Miembro Inferior de esta unidad corresponde a la instalación en la cuenca de un

ambiente de talud, por arriba de la sedimentación de la Formación Cerro Toro (Arbe y Hechem, 1984a; Kraemer y Riccardi, 1997; Arbe 2002). El Miembro Superior es netamente progradante y se relaciona con el desarrollo de una plataforma pelítica (Arbe y Hechem, 1984a).

#### *Paleontología*

En esta unidad se han reconocido varias asociaciones faunísticas entre las que se han identificado, en su sector basal, *Anapachydiscus* sp., *Parabinneyites paynensis*, *Dentalium* cf. *cazadorianum*, *Placenticerias* cf. *santacrucense*, *Canadoceras megasiphon* y *Lahillia luisa* (Arbe, 2002). En el área del río Guanaco, al norte de la región que abarca este trabajo, en los arroyos Hondo y El Turbio y en la Horquilla están presentes *Argentoscaphites mutantibus* Blasco de Nullo *et al.*, *Gaudriceras* sp., *Anapachydiscus* cf. *A. deccanensis* Stol. var. *menabensis* Coll. (Blasco de Nullo *et al.*, 1981b) y *Anapachydiscus* cf. *hauthali* Paulcke (Nullo *et al.*, 1999). En las secuencias superiores del arroyo Centinela (Fig. 11) se han determinado *Natalites* sp., *Kossmaticerá*-tidos, *Neograhamites* y *Kitchinites* (*Neopuzosia*) entre otros (Blasco de Nullo *et al.*, 1980; Nullo *et al.*, 1999; Arbe, 2002).

#### *Relaciones estratigráficas y edad*

Esta unidad se apoya en paraconcordancia sobre la Formación Cerro Toro y sobre ella, se apoya concordantemente la Formación Anita. Es contemporánea con el desarrollo de los cañones turbidíticos de la Formación Lago Sofía. Toda la Formación Alta Vista está cubierta transicionalmente por depósitos de las formaciones Anita y Cerro Cazador.

Arbe (2002) incluyó esta formación dentro del Subciclo Anita, del Ciclo Lago Viedma.

Por la asociación faunística se ha podido determinar que la base de la unidad es característica del Campaniano inferior, mientras que los términos superiores podrían alcanzar el Campaniano medio a superior fuera de los límites de la Hoja, hacia el sur, en territorio de la República de Chile.





**Figura 12.** Vista general de las areniscas de la Formación Anita, en las bardas al sur del lago Argentino, frente a la estancia Huiliches.

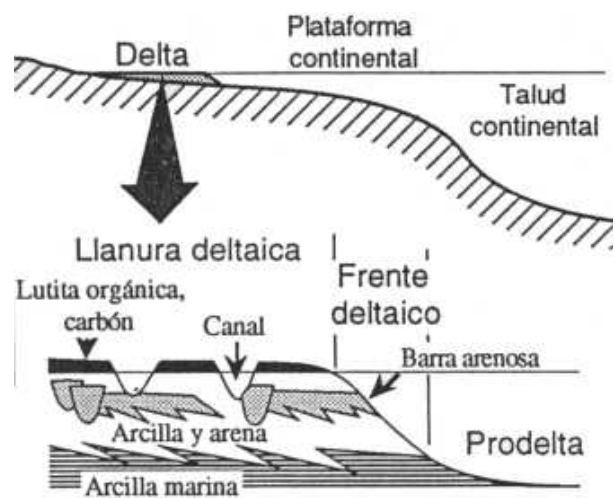
### Formación Anita (8)

*Areniscas muy finas hasta conglomerádicas*

#### *Antecedentes*

Originalmente los Estratos de La Anita fueron establecidos por Feruglio (1944-45) para abarcar toda la secuencia transicional entre los términos marinos pelíticos que se hallan por debajo de la Formación Alta Vista y los continentales de la Formación Chorrillo que se le superponen. Más tarde, Leanza (1972) formalizó esta unidad, englobando todo el paquete sedimentario descrito por Feruglio (1944-45). Furque y Camacho (1972) utilizaron el nombre de Formación Anita para describir el perfil ubicado en las inmediaciones de la estancia Alta Vista, incluyendo en él todos los Estratos de La Anita *sensu* Feruglio.

De acuerdo con Feruglio (1944-45:8 y fig. 8), la Formación Anita está integrada por la parte superior del Horizonte 2 y los Horizontes 3, 4 y 5 del perfil levantado en la escarpa de la meseta situada al S29°E de la estancia Anita (Feruglio (1944-45:68). En ella también se incluyen el techo del Horizonte 3 y el Horizonte 4, del perfil de la escarpa situada S60°E de la estancia Anita (Feruglio (1944-45:65 y fig. 7).



**Figura 13.** Esquema de la secuencia deltaica desarrollada durante la sedimentación de la Formación Anita.

Furque (1973) separó la unidad en dos miembros, El Barco y Cachorro, en tanto que Arbe (1986) y Arbe y Hechem (1984b) a dichos miembros le agregaron otros dos: La Asunción y La Irene. De ellos, en la comarca afloran El Barco y Cachorro, y La Irene fue pasado a Formación por Macellari *et al.* (1989). El miembro La Asunción fue determinado sobre la base de su litología y posición estratigráfica; se trata de una secuencia de areniscas de grano mediano,

dispuestas por debajo de las pelitas de la Formación Cerro Fortaleza ubicada en ambos márgenes del río La Leona, al norte del área bajo estudio; su localidad tipo se estableció en las bardas de la estancia La Asunción, en el margen occidental del río La Leona, fuera de los límites de la Hoja.

### *Litología y distribución areal*

La unidad se halla en concordancia y con un pasaje transicional sobre la Formación Alta Vista, tanto al norte como al sur del lago Argentino (Fig. 9). Muestra variaciones laterales norte - sur y este - oeste, tanto en granulometría como en ambiente de depositación. Las primeras evidencian una disminución en el espesor y un aumento del tamaño de grano, con un mayor desarrollo de depósitos costeros en el sector sur. De este a oeste la granulometría es más fina y se revela una mayor participación marina en el sector occidental. Arbe (2002) mencionó un pasaje a términos carbonáticos.

Las características de los miembros determinados en esta región se reseñan seguidamente.

#### - Miembro El Barco

Según Arbe (2002) aflora en el sector norte del lago Argentino, entre el arroyo Horqueta hacia el este y el cañadón Hondo por el oeste. Tanto Furque (1973) como Arbe (1986) y Arbe y Hechem (1984b) determinaron que la base de este miembro tiene una relación transicional con los términos superiores de la Formación Alta Vista. En su localidad tipo del cerro El Barco, el miembro tiene un espesor de 450 a 500 m (Arbe y Hechem, 1984b).

Esta unidad está constituida por areniscas finas a conglomerádicas, en parte friables, compactas, de color gris blanquecino pardusco con clastos bien redondeados.

El perfil del cerro El Barco revela:

Base con pelitas de la Formación Alta Vista	
110m	Areniscas arcillosas a arcilloso-arenosas, de color gris claro a oscuro
60m	Areniscas finas, compactas, de color gris claro

40m	Areniscas conglomerádicas pardo amarillentas
120m	Areniscas de grano fino, compactas, de color amarillo claro

#### - Miembro Cachorro

Furque (1973) definió este miembro, tanto al norte como al sur del lago Argentino, como un conjunto clástico fino a grueso. Arbe (2002) lo restringió a los afloramientos dispuestos al sur del lago, desde las barrancas de las estancias Anita y Alta Vista hasta el puesto El Chingue (Figs. 9 y 12).

En el puesto Cachorro se observa una secuencia de 150 a 200 m de espesor que se apoya sobre las pelitas de la Formación Alta Vista. Está integrada por areniscas finas, de color blanquecino, en la base, que hacia el techo se presentan granocreciente. Los bancos tienen de 1 a 1,5 m de potencia, con un espesor de aproximadamente 89 metros. Siguen areniscas gruesas a conglomerádicas, compactas, en bancos de 1,7 m de potencia, con un espesor medido de 18 m y, luego, 60 m de areniscas finas, compactas, de color verde claro a morado, en bancos delgados. Culmina la secuencia con areniscas amarillo verdosas, de grano fino en bancos delgados, que completan un espesor de aproximadamente 40 metros. En todo el perfil los bancos son potentes, bien estratificados, con marcada estratificación diagonal en los depósitos arenosos y torrencial en los escasos niveles más gruesos.

### *Ambiente de depositación*

En la Formación Anita se advierte una paulatina continentalización del medio, constituyendo un pasaje transicional entre los términos marinos de la Formación Alta Vista, y los continentales de la Formación Chorrillo.

En los afloramientos ubicados al norte de esta comarca, fuera de los límites de la Hoja, se puede observar un predominio de niveles conglomerádicos intercalados, a modo de paleocauces, excavados en niveles de areniscas de grano mediano a grueso. La dirección de las corrientes en este caso, según medidas estadísticas efectuadas, tanto dentro de la comarca como en áreas vecinas, es hacia el

suroeste principalmente, presentando algunas variaciones de banco a banco.

Unos kilómetros hacia el sur, ya en el miembro El Barco, estos niveles son reemplazados por areniscas de grano mediano a grueso, en donde no son tan conspicuos los paleocauces. Se interpreta que estos depósitos formaron un frente deltaico en una plataforma marina somera que bordeaba la llanura deltaica, donde se acumulaba una gran parte de los sedimentos llevados por los ríos distributarios (Fig. 13). En las zonas de desembocadura fluvial, dispuestas al este del área en estudio, esta sucesión se encuentra dentro de los depósitos del miembro Cachorro, con sedimentos generalmente arenosos, que forman barras de desembocadura que progradan sobre las arenas arcillosas inferiores. Las facies y la geometría de dichas barras varían con el tipo y la intensidad de los procesos sedimentológicos costeros.

Arbe (2002) interpretó el miembro La Asunción como un depósito marino marginal, con predominio de facies mareales, que pasa lateralmente a los depocentros de características deltaicas agrupados en los miembros El Barco y Cachorro.

### *Edad*

Hasta el presente no se han hallado restos fósiles determinables en esta unidad, ya que los kossmaticerátidos que se incluían en la Formación Anita (Furque, 1973) se encuentran en realidad dentro de la Formación Alta Vista (Blasco *et al.*, 1980b). De acuerdo con la edad de la formación infrayacente, cuyos niveles cuspidales son del Campaniano inferior, la Formación Anita sería de edad post campaniana inferior, abarcando, tal vez, hasta el Maastrichtiano inferior exclusivamente en los términos cuspidales del sur de esta comarca (Nullo *et al.*, 1999).

## **Formación La Irene (9)**

*Areniscas, conglomerados y tufitas*

### *Antecedentes*

Esta entidad había sido mapeada con anterioridad en conjunto con otras unidades que se le superponen y que la subyacen. Inicialmente,

los afloramientos al sur del lago Argentino (tramo superior de las barrancas de La Anita, arroyo Calafate, cuevas del Gualicho e isla Solitaria) fueron incluidos por algunos autores como Formación Calafate (Feruglio, 1949-50; Bianchi, 1967; Furque, 1973; Riccardi y Roller, 1980) en tanto que otros los adjudicaron a la Formación Anita (Nullo, 1983; Nullo *et al.*, 1981a). Arbe y Hechem (1984b) y Arbe (1986, 1987) le dieron categoría de miembro dentro de la Formación Anita, en discordancia erosiva sobre la Formación Cerro Fortaleza, criterio seguido por Nullo *et al.* (1999). Más tarde, Macellari *et al.* (1989) y Kraemer y Riccardi (1997) la denominaron Formación La Irene, término también adoptado por Arbe (2002) y por los autores de este trabajo.

### *Distribución areal*

En esta Hoja los afloramientos presentan una distribución en forma de faja delgada en sentido oeste-este. Se hallan en la culminación de las serranías al sur de la estancia Huiliches y en los sectores basales del cerro Calafate. Otros asomos se observaron en las cuevas del Gualicho y en la isla Solitaria.

### *Litología*

La litología es monótona y se caracteriza por areniscas de grano mediano de color pardo amarillento y niveles tufíticos de color blanco pardusco.

Los niveles psamotufíticos superiores están constituidos por delgadas láminas bien estratificadas, portadoras de abundantes restos de plantas indeterminables, debido a que están carbonizadas.

En las cuevas del Gualicho se desarrolla una secuencia clástica de 52 m de espesor, arenoguijoso a conglomerádica, cuyas principales particularidades son la gran cantidad de estructuras sedimentarias y el color ocre-amarillento de la litología. El perfil que se describe a continuación, en general es grano y estrato creciente.

Base cubierta (orilla sur del lago Argentino)  
- Lentas de conglomerados finos clastostén.  
Internamente presentan láminas

transversales, gruesas, de conglomerado fino granosostén, granodecreciente (Gp). Se pueden observar clastos imbricados; tamaño máximo de clastos: 5 cm. En el techo de cada lente, con contacto difuso se encuentran láminas entrecruzadas planares de pequeña escala, de areniscas gruesas que gradan a areniscas finas, internamente con laminación paralela planar de muy pequeña escala. 12,00 m

- Lentes de conglomerados finos a areniscas finas, que internamente presentan laminación acuñada, de mediana escala; cada lámina es granodecreciente. Las lentes generan, por amalgamamiento, un cuerpo tabular de bordes inferiores festoneados. 2,50 m
- Areniscas finas, bien seleccionadas, en láminas entrecruzadas planares de mediana escala. Internamente poseen laminación paralela, ondulítica, tangencial simple e interdigitación de pequeñas artesas aplanadas de grava gruesa granodecreciente. 4 m
- Artesas interdigitadas horizontalmente y amalgamadas verticalmente, de conglomerados finos a areniscas medianas. Internamente las artesas presentan laminación de mediana escala, transversal y acuñada. Cada lámina es granodecreciente. 5,30 m
- Láminas entrecruzadas planares de pequeña escala, de arenisca gruesa que gradan a arenisca fina. Internamente con laminación paralela planar de muy pequeña escala. 2,30 m
- Conglomerados medianos, con laminación planoparalela y transversal, gruesa a muy gruesa. Las láminas transversales generan lentes muy groseras. Internamente las láminas planoparalelas tienen interdigitaciones de pequeñas cuñas de arenisca mediana con laminación transversal de pequeña escala. 5,80 m

- Cubierto. 8,00 m

- Lentes de conglomerados finos clastosostén. Internamente presentan láminas transversales, gruesas, de conglomerado fino granosostén, granodecreciente. En el techo de cada lente, con contacto difuso se encuentran lentes de conglomerados finos a areniscas finas, con laminación transversal, de mediana escala. 11,70 m

Los afloramientos de la base del arroyo Calafate también están constituidos por la misma litología, ya que son una continuación lateral hacia el sur de los asomos de las cuevas del Gualicho. Los afloramientos de la isla Solitaria se presentan aislados de la costa y están compuestos por escasos metros de areniscas pardo amarillentas de grano mediano a grueso.

#### *Ambiente de depositación*

En los niveles inferiores, la asociación litológica señala un ambiente mixto, de alta energía, con un importante componente de aporte de material terrígeno. En su sección media, los paleocauces ya indican un medio netamente continental, depositándose en ese momento sedimentos fluviales de rápido transporte. La esfericidad de los clastos es mediana y su constitución es principalmente de rocas volcánicas, tal vez provenientes del Macizo del Deseado, donde estaba expuesto el complejo volcánico de Bahía Laura. Los términos superiores presentan intercalaciones de niveles característicos de ambiente costero, que hacia el techo gradan a continentales.

Un paulatino decrecimiento en la energía de depositación y transporte marca la aparición de niveles tufíticos y psamíticos intercalados; concomitantemente se habría producido una merma en la actividad hídrica.

Arbe (2002) señaló para estos depósitos un ambiente de facies fluviales que gradan a depósitos transgresivos de marea, interpretando que la continentalización ocurrida durante el Campaniano superior (77,5 Ma) representada por esta unidad, expresa los períodos de caídas eustáticas del nivel

de mar, provocando la migración de la cuenca en sentido norte - sur.

En el caso del perfil de las cuevas del Gualicho, el ambiente corresponde a un sistema fluvial entrelazado del pie externo o llanura distal de un abanico aluvial.

#### *Edad y relaciones estratigráficas*

Esta unidad está por arriba de sedimentitas atribuidas al Campaniano *s.l.* por lo que temporalmente se atribuye al Campaniano superior - Maastrichtiano basal, ya que no se han encontrado fósiles que certifiquen su edad con mayor precisión. La unidad se halla sobre la Formación Anita posiblemente por medio de una discordancia erosiva (Arbe, 2002).

#### **Formación Chorrillo (10)**

Pelitas, areniscas, conglomerados, tufitas y tobas

#### *Antecedentes*

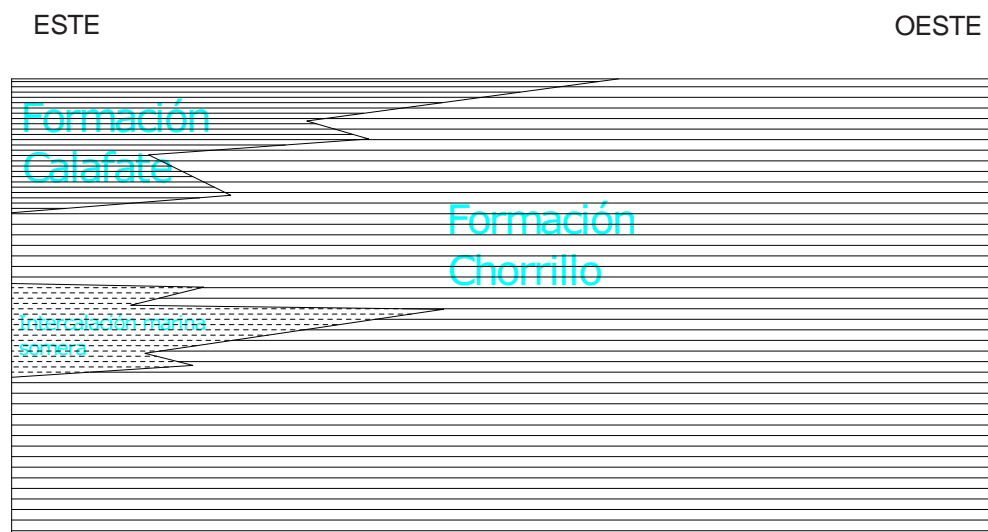
Piatnitzky (1938) efectuó el reconocimiento de estos estratos sin darles denominación. Feruglio (1938), en el área del lago San Martín, llamó Estratos con Dinosaurios a sedimentitas similares. En el área del río Shehuen, entre la estancia Claudia y Pari Aike, estos depósitos constituyen el Horizonte

C, que también es empleado para las sedimentitas del cerro Fortaleza. Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) utilizó diversas nominaciones para caracterizar estos depósitos, entre ellas Estratos de Chorrillo para aquellos situados al sur del lago Argentino. Feruglio (1944-45) usó nuevamente Estratos de Chorrillo y describió numerosos perfiles en el área de los lagos Argentino y Viedma.

Furque y Camacho (1972) detallaron estos afloramientos bajo el nombre de Formación Chorrillo, en el sector al sur del lago Argentino. Leanza (1972) mantuvo la denominación de Formación, siguiendo las descripciones de Feruglio (1944-45). Russo y Flores (1972), al tratar la Formación Mata Amarilla, mencionaron que «...hacia el oeste puede vincularse a sedimentitas continentales predominantemente clásticas que son incluidas en esta unidad denominada Formación Chorrillo, no diferenciada en el subsuelo». Furque (1973) la reconoció para el área del lago Argentino. Nullo (1983), Arbe y Hechem (1984b), Nullo *et al.* (1999) y Arbe (2002) también emplearon la denominación del epígrafe.

#### *Distribución areal*

Los asomos de esta unidad se distribuyen en ambos sectores, norte y sur, del lago Argentino. Al norte se hallan en el rincón nordeste, en las laderas del valle del río La Leona. Al oeste, en los faldeos



**Figura 14.** Perfil esquemático, este-oeste, en las barrancas de la estancia Anita, donde se observan delgadas intercalaciones marinas someras dentro de la Formación Chorrillo. Por arriba se dispone la Formación Calafate, también marina.

del cerro Cañadón de los Potros, y al este, en los faldeos del cerro La Meseta.

Al sur del lago Argentino afloran en forma de manto continuo en los sectores altos del Campo Anita y las barrancas de la Estancia, continuando hacia el sur hasta el límite internacional cercano al Hito Baguales 2, al sur del puesto Alta Vista, por el cerro Mesa de Truco y al este del cerro del Fraile.

### *Litología*

La caracterización litológica está descrita en los trabajos de Feruglio (1938 y 1949-50) y Furque (1973). Esta unidad está constituida principalmente por limolitas y fangolitas de colores claros, que contienen generalmente restos de Dinosaurios.

En la comarca que abarca este trabajo, la Formación Chorrillo está en forma homoclinal, con una inclinación suave hacia el este. Por ello, los afloramientos constituyen una faja alargada en sentido norte-sur.

El tercio inferior pasa gradualmente, en un corto tramo de la secuencia, de areniscas amarillentas de grano mediano a pelitas, bien estratificadas, de colores morado, verde claro y amarillo claro.

Por arriba, los términos pelíticos comienzan a tener niveles intercalados de pudingas, en donde los rodados esféricos, con un diámetro promedio de 2 cm, flotan en una matriz pelítica similar a la de los depósitos inferiores.

En los niveles superiores se intercalan delgados bancos de areniscas de grano fino, bien estratificadas, de 50 cm de potencia, de color verde claro. Continúan 70 m de pelitas similares a las anteriores, con niveles de areniscas moradas con abundantes huellas de vermes, restos de madera petrificada y carbonizada, interpuestas. Siguen hacia arriba niveles pelíticos bien estratificados, de color morado, en bancos no mayores a 10 cm de potencia. Luego de aproximadamente 55 m, siguen potentes estratos conglomerádicos, similares a los anteriores, aunque en esta oportunidad los clastos son algo mayores y llegan a 5 cm de diámetro. Los bancos tienen una potencia de hasta un metro, mientras que todo el conjunto no supera los 25 metros. Hacia arriba siguen pelitas similares a las anteriores hasta el contacto con la Formación Calafate.

Este perfil, con un espesor de unos 180 metros, corresponde al área tipo de esta formación y fue realizado en las cabeceras del arroyo Chorrillo Malo, localidad donde Feruglio (1944-45) describió los Estratos de Chorrillo.

Algo más al este, aproximadamente en el nivel estratigráfico que ocupan los depósitos conglomerádicos superiores, se disponen bancos delgados de una arenisca de color verde claro, de poco espesor, que hacia el oeste-suroeste pierde potencia, desapareciendo en el perfil del arroyo Chorrillo Malo, antes descrito. Estos niveles arenosos, de grano fino, tienen algunas intercalaciones delgadas que contienen pequeños pelecípodos muy mal conservados, de conchillas blancas y que en algunas localidades constituyen verdaderos bancos de coquinas.

La unidad, en el sector en el que el arroyo Calafate sale del área serrana, tiene aproximadamente 10 a 12 m en el margen occidental, en tanto que en la ladera opuesta el espesor es casi despreciable. Algo más hacia el naciente, en el lago de la estancia Quien Sabe, no aflora.

Desde el perfil del arroyo Chorrillo Malo la formación continúa hacia el sur, hacia el límite internacional con Chile. El espesor va creciendo lentamente y llega a tener aproximadamente 250 m, algo al este de la quebrada donde se encuentra el puesto de la estancia Alta Vista. Esta potencia ya había sido mencionada por Feruglio (1938) al definir la unidad.

En el norte de la comarca, en los faldeos del cerro Cañadón de los Potros se observan afloramientos continuos bien expuestos, que presentan una secuencia de 160 m de potencia, integrada por pelitas arcillosas, tufitas y escasos niveles de tobas, en bancos delgados de 1 a 2 cm de espesor. La coloración predominante es gris clara a blanquecina, con intercalaciones de delgados bancos oscuros. Similar secuencia se halla en la margen izquierda del río La Leona.

### *Ambiente*

El ambiente de esta unidad representa un período de continentalización en el sector sur de la comarca estudiada. Hacia el sur y fuera de los límites de la Hoja, engrana lateralmente con

sedimentitas marinas de la Formación Cerro Dorotea, mientras que hacia el nordeste, probablemente lo hace con los términos inferiores de la Formación Calafate. Esto evidencia una progresiva continentalización de la cuenca de sur a norte.

La formación se habría generado en un medio caracterizado por cauces de agua de tipo meandroso, con tendencia a lagunar en los términos inferiores, transformándose hacia arriba y hacia el occidente en ambientes de playa lagunar.

Considerando este esquema, se puede inferir paleogeográficamente que el área continental estaba hacia el occidente, donde se encontraba ya el esbozo elevado de la Cordillera Patagónica, en tanto que el mar, que en esta región se ubicaba en el este, se conectaba con el Pacífico hacia el sur de esta área.

En los afloramientos del sur se ha observado una variación lateral de los espesores en esta unidad de neto ambiente continental. Sin embargo, en la parte superior de las barrancas de la estancia Anita hay delgadas intercalaciones de areniscas posiblemente de origen marino.

En el esquema de desarrollo paleogeográfico de la cuenca propuesto por Nullo *et al.* (1981a) se ha considerado que durante el Campaniano, la Cordillera Patagónica, por lo menos en este sector, ya constituía un elemento positivo. Esto se ha podido determinar debido a que en los depósitos marinos, algo más antiguos que esta formación, el material provendría desde el oeste. Como se ha señalado, la continentalización de la cuenca se produjo en la base de la Formación Chorrillo.

El perfil esquemático de la figura 14, revela que durante la sedimentación de los niveles superiores de la Formación Chorrillo algo al este se depositaban sedimentos marinos de la Formación Calafate, cuyos términos más altos, como lo expresaran Nullo *et al.* (1981a y b), pueden llegar al Terciario inferior.

#### *Relaciones estratigráficas*

El contacto inferior de la Formación Chorrillo es paraconcordante con la Formación La Irene, mientras que el superior muestra un pasaje rápido a depósitos marinos del Terciario inferior. De acuerdo con las interpretaciones de los perfiles,

expuestos en párrafos anteriores, simultáneamente se desarrollaba hacia el naciente un ambiente marino, de aguas poco profundas y de alta energía, representado por la Formación Calafate. En este sector, la Formación Chorrillo engrana lateralmente con los términos inferiores de la Formación Calafate.

#### *Paleontología*

En la parte superior de las bardas de la estancia Alta Vista, uno de los autores (FN) encontró y recolectó restos de un reptil de gran porte, compuesto por vértebras y diversas piezas óseas, cuyo hallazgo fue comunicado a J. Bonaparte, quién coleccionó parte del material. Estos fragmentos habrían pertenecido a un titanosáurido, con un húmero del tipo esbelto, comparable al de *Aeolosaurus rionegrinus* (Powell, 1986) citado por Bonaparte *et al.* (2002).

#### *Edad*

Teniendo en cuenta que la unidad infrayacente (Formación La Irene) pertenece al Campaniano superior a Maastrichtiano basal, la Formación Chorrillo tendría una edad comprendida entre el Campaniano ¿superior?, para los afloramientos del norte de la comarca, y el Maastrichtiano superior para los del sur, considerando que la suprayace la Formación Calafate.

#### **Formación Cerro Cazador (11)**

*Areniscas finas a medianas, pelitas y escasos conglomerados finos*

#### *Antecedentes*

Feruglio (1938) presentó una síntesis de las observaciones efectuadas por Wilckens (1905, en Feruglio, 1938) de lo que este autor denominó Capas con *Lahillia luisa*. Tanto Hauthal (1907), como Feruglio (1938) y Brandmayr (1945) coincidieron en que durante el Senoniano y el Terciario existieron en la comarca condiciones de sedimentación continua, no pudiéndose trazar un límite seguro entre la secuencia terciaria y las capas con fósiles subyacentes.

Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) denominó Estratos del Monte Cazador estas secuencias formadas por areniscas finas a medianas, con intercalaciones de pelitas y escasos conglomerados finos. Brandmayr (1945) nominó a esta unidad Sección media de las Areniscas Verdes. Hünicken (1955) la llamó Estratos del Cerro Cazador, caracterizó su litología en el área de las sierras situadas al sur y suroeste de Río Turbio y describió el contenido paleontológico de la unidad. Leanza (1963) analizó la edad de las diferentes formaciones del sector austral de Chile y llegó a la conclusión de que la Formación Dorotea (Katz, 1963) incluye los Estratos del Cerro Cazador y del Cerro Dorotea de Feruglio (1949-50). Leanza (1972) la denominó formalmente con el nombre del epígrafe e incluyó en ella los Estratos de Monte Grande y los Estratos del Cerro Cazador de Feruglio (1949-50).

En el presente trabajo, la Formación Cerro Cazador corresponde a los sectores basal y medio de aquellos términos definidos por Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938), Brandmayr (1945), Feruglio (1949-50) y Hünicken (1955), sin coincidir con lo expresado por Leanza (1972). Posteriormente, Riccardi y Roller (1980), Nullo *et al.* (1981a) y Arbe (1986) incluyeron en esta formación los afloramientos del cerro homónimo. Este último autor la dividió en dos miembros, Inferior y Superior, sobre la base de sus características litológicas y fosilíferas.

### *Distribución areal*

Esta unidad ha sido reconocida en el sector sur de la comarca, al norte del río Vizcachas, cerca del límite internacional. Los afloramientos continúan hacia el sur, conectándose con los del cerro Cazador.

### *Litología*

Las descripciones litológicas de esta unidad fueron realizadas por Brandmayr (1945), Feruglio (1949-50) y Hünicken (1955). De una manera general, la Formación Cerro Cazador está compuesta por areniscas finas, ocasionalmente medianas, que en los afloramientos reconocidos tiene escasas intercalaciones conglomerádicas de poca potencia; sus

colores son verde, pardo, amarillo y blanco-grisáceo. Presenta escasas intercalaciones pelíticas, excepto en sus niveles superiores, en donde se encuentran unos 10 a 15 m de una arenisca muy fina arcillosa o de una fracción más fina aún. Algunos niveles se manifiestan ligeramente calcáreos. Se caracteriza por un abundante contenido paleontológico (cefalópodos, gastrópodos, pelecípodos, etc.).

Litológicamente está constituida por un conjunto variable que grada de areniscas y conglomerados finos a pelitas. Las areniscas son de grano fino a mediano, de color verde pardo a pardo oscuro, con intercalaciones delgadas de limolitas gris oscuro a pardo oscuro, y niveles delgados concrecionales. Estas litologías predominan en los afloramientos occidentales, mientras que hacia el territorio chileno la unidad está integrada por fracciones más gruesas donde predominan las areniscas de grano mediano a grueso y niveles conglomerádicos, con clastos no mayores a un centímetro, redondeados y subsféricos.

Los afloramientos de esta unidad fueron fuertemente erosionados por la acción glaciaria del Cuaternario, principalmente aquellos asomos entre el río Vizcachas y el arroyo Chorrillo Campamento en el norte. Sin embargo, se puede reconstruir su disposición estructural y sus características de yacencia.

Los bancos de la fracción arenosa tienen en general, una potencia de 20 a 50 cm, mientras que los de la fracción fina son de menor tamaño. Los afloramientos están plegados formando un sinclinal y un anticlinal, cuyos flancos se inclinan entre 5° y 10° a ambos lados. Por razones de escala no ha sido posible volcar estas estructuras en el mapa geológico.

En la comarca no se ha podido establecer ni la base ni el techo de esta unidad, pues los afloramientos antes descritos se presentan desconectados, ya sea con los términos inferiores de la formación, que se encuentran en territorio chileno, como con los superiores, por existir una importante cubierta de till cuaternario.

El espesor mínimo estimado es de 150 m, considerando la secuencia desde los niveles más antiguos que afloran en el lecho del río Vizcachas hasta los términos superiores dispuestos en el centro del sinclinal.



De esta sección, Cerredo (1981) describió un perfil a lo largo de una picada abandonada.

#### Base oculta.

- Arenisca castaño-amarillenta, mediana a gruesa, integrada por clastos que forman el 75 % de la roca, de composición lítico-feldespática, con cantidades menores de cuarzo, y clorita en forma intersticial. Contiene niveles concrecionales calcáreos. 8 m
- Arenisca castaño verdosa, mediana a levemente conglomerádica (8% de gravas finas), algo glauconítica, con cemento calcáreo. Contiene restos mal conservados de pelecípodos y dientes de peces. 12 m
- Nivel de areniscas calcáreas concrecionales, glauconíticas, con abundantes restos de pelecípodos y gastrópodos que constituyen el 25 % del nivel. 23 m
- Arenisca castaño-amarillenta, mediana, de empaquetamiento denso, con esqueleto clástico que forma el 80% de la roca, formada por clastos subredondeados, de composición lítico-feldespática, con cantidad importante de pellets de glauconita y clorita en forma intersticial. Contiene moldes de pelecípodos mal conservados. 25 m
- Areniscas concrecionales de color pardo claro, con pátina morada, en las que los espacios intraclásticos (15%) están ocupados por clorita y cristales de zeolita, que forman cuerpos subsféricos de textura fibrosa, radial. Nivel con concreciones de areniscas calcáreas de grano mediano, algo glauconíticas. 17 m

#### Ambiente

Desde el punto de vista del ambiente de sedimentación, estos depósitos marinos se habrían generado en lugares cercanos a las costas, en transición a depósitos continentales. En dirección oeste-este, a lo largo de los afloramientos del río Vizcachas, se observa que los asomos del poniente

son marino-costeros, mientras que, hacia el naciente son continentales, con una granometría más gruesa y con contenido de restos de plantas carbonizadas.

#### Relaciones estratigráficas

La base de esta formación normalmente se halla en territorio chileno. El pasaje a la Formación Monte Chico suprayacente es concordante y transicional en los afloramientos situados en la Hoja, en el área del río Vizcachas.

#### Paleontología

En el perfil descrito por Cerredo (1981), dentro de los niveles de areniscas calcáreas de 23 m de potencia se cita la existencia de *Astarte?* sp., *A. sp. Aff. A. venatorum* Wilck., *Malletia?* sp. y *Turritela* sp. cf. *T. cazadoriana* Wilck.

En el límite internacional se encontró una fauna bien conservada, cuyas formas fueron determinadas en oportunidad del levantamiento geológico (Blasco de Nullo, en Proserpio, 1981) correspondiendo a *Baculites?* sp. B de Hünicken y Covacevich (de la isla de Quiriquina, Chile), *Eubaculites* sp. y *Maorites densicostatus?* K y R.

#### Edad

El techo de la Formación Cerro Cazador aflorante en el arroyo Vizcachas, a pocos kilómetros de la comarca en estudio, exhibe un contenido paleontológico que permite ubicarla cronológicamente con bastante exactitud.

En el hemisferio Sur, el género *Maorites* permite caracterizar terrenos que van desde el Campaniano inferior hasta el Maastrichtiano inferior. Se sostiene aquí una edad maastrichtiana basal para el comienzo de la aparición del género *Eubaculites*. Por esta asociación faunística se considera que los niveles de la Formación Cerro Cazador en esta región tienen una edad maastrichtiana inferior. Hacia el sur, la unidad tiene términos estratigráficos por debajo de los aquí descritos y que fueron asignados al Campaniano *s.l.*, por su contenido paleontológico, ya conocido por las descripciones de Paulcke (1907) y Wilckens (1907, 1924).

Con respecto a las correlaciones temporales, la sección superior aquí reseñada parecería ser equivalente lateral de los depósitos más altos de la Formación Chorrillo, variando por lo tanto el esquema paleogeográfico de un ambiente continental al nor-noroeste, a un ambiente marino costero en esta área. Estos niveles son semejantes a los de la isla de Quiriquina (Chile).

### 2.3. MESOZOICO - CENOZOICO

#### 2.3.1. CRETÁCICO SUPERIOR - PALEÓGENO

##### **Formación Monte Chico (12)**

###### *Areniscas*

###### *Antecedentes*

Esta unidad fue creada por Malumián *et al.* (2000) en el área del río Vizcachas, límite sur de este trabajo. Estos estratos formaban parte de los términos superiores de la Sección media de las Areniscas Verdes (Brandmayr, 1945) y de los Estratos del Cerro Cazador o Capas con *Lahillia luisa* (Feruglio, 1938, 1949-50 y Hünicken, 1955). También integraban parte de la Formación Cerro Cazador, en el sentido de Leanza (1972), y de los niveles inferiores de la Formación Dorotea (Katz, 1963).

###### *Distribución areal*

En el área de la Hoja aflora en la margen norte del río Vizcachas; los asomos son muy reducidos y están en parte cubiertos por depósitos modernos.

###### *Litología*

La unidad está mejor expuesta al sur de la Hoja, en el río Vizcachas, donde está integrada por un conjunto sedimentario de aproximadamente 70 m de potencia, formado por areniscas verdosas a pardo rojizas, bien estratificadas y con escasa a ausente megafauna. El perfil tipo de la unidad, localizado en el cerro Monte Chico, lo dieron a conocer Malumián *et al.* (2000) sobre la base de un perfil de Di Benedetto (1972) para el área del

río Vizcachas, aunque incluyeron otras secciones aflorantes más al sur del área.

###### *Ambiente*

Sobre la base de la litología y la microfauna Malumián *et al.* (2000) interpretaron que estos depósitos se habrían generado en un ambiente marino somero, de poca profundidad. La paleogeografía del área permitió determinar, de acuerdo con la evolución de las unidades precedentes, que la región occidental de la comarca se comenzó a formar una barrera importante con el océano Pacífico, debido al levantamiento andino, por lo que estos depósitos habrían estado desconectados de éste, conformando un mar somero hacia el sur y el este.

###### *Relaciones estratigráficas*

En los afloramientos del área que abarca la Hoja no se han podido determinar claramente las relaciones estratigráficas con las restantes unidades. Malumián *et al.* (2000) refirieron una yacencia discordante para la base de esta formación, relacionada con un proceso transgresivo sobre otras más antiguas. El techo de esta unidad pasa en transición gradual a la Formación Cerro Dorotea, fuera de los límites geográficos del presente estudio.

###### *Correlaciones y edad*

La Formación Monte Chico se correlaciona con la Formación Calafate por litología y posición estratigráfica, aunque no existe continuidad física entre ambas unidades. Con respecto a la edad de la secuencia, Malumián *et al.* (2000) la ubicaron en el Cretácico, aunque en otro párrafo afirmaron que «*la dupla formacional Monte Chico-Cerro Dorotea es el resultado de la extensa transgresión que comprende el límite Cretácico-Paleógeno de la Patagonia*» (Malumián *et al.*, 2000:15).

En este trabajo se considera que la Formación Calafate, en su localidad tipo situada en esta Hoja, es de edad cretácico-paleógena sobre la base de su contenido faunístico. Por ello, la Formación Monte Chico sólo sería correlacionable con la sección basal de la Formación Calafate. Otra

posibilidad sería que las secciones abarcadas por los afloramientos más septentrionales de la Formación Monte Chico correspondan a un período de tiempo mayor que las de los afloramientos australes de la misma unidad, donde son reemplazados por la Formación Cerro Dorotea. En ese caso esas dos unidades serían equivalentes temporales de la Formación Calafate, comprendiendo el Maastrichtiano-Paleoceno.

### **Formación Calafate (13)**

*Areniscas, pelitas y conglomerados*

#### *Antecedentes*

Feruglio (1938) mencionó en forma somera la presencia de estos estratos al sur del lago Argentino y los incluyó dentro de su nivel «3», equivalente a los horizontes «C» y «D» aflorantes en el río Shehuen. Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) propuso para esta unidad la denominación de Estratos de Calafate. El mismo autor (1944-45) los describió en la localidad homónima yaciendo entre los Estratos de Chorrillo, abajo, y los Estratos de Río Leona, arriba, y consideró que ...»*La separación de estos tres miembros es puramente convencional y con pase del todo gradual*». También caracterizó numerosas secciones de esta formación en las inmediaciones del lago Argentino. Feruglio (1949-50) presentó una síntesis de la descripción de la Formación Calafate, proporcionando, como ya lo había hecho antes, una abundante lista de fósiles.

Leanza (1972), Furque y Camacho (1972) y Furque (1973) utilizaron la denominación de Formación Calafate.

Riccardi y Roller (1980) incluyeron esta unidad dentro de la Formación Man Aike, a la que dejaron como único representante y consideraron que la Formación Calafate es un equivalente lateral de la misma, como también de la Formación Dorotea por el sur.

Malumián (1999, 2002) la ubicó en el Maastrichtiano, sin describirla, mientras que Arbe (2002) habría supuesto que pertenece al Paleógeno, debido a que en su cuadro estratigráfico del Mesozoico no la incluyó.

En los trabajos de Marensi *et al.* (2004) y Guler *et al.* (2005), esta unidad es situada en el Maastrichtiano, sobre la base de la presencia de quistes de dinoflagelados.

En esta Hoja se considera la Formación Calafate como una unidad estratigráfica independiente de la Formación Man Aike, tanto por sus características litológicas diferentes como por sus relaciones estratigráficas. La Formación Calafate en su base muestra claramente un engranaje lateral con el techo de la Formación Chorrillo. Para algunos autores, la Formación Man Aike cubre la Formación Calafate en forma discordante, según lo exponen Marensi *et al.* (2002).

#### *Distribución areal*

Al norte de la comarca, esta unidad aflora en los sectores superiores de los cerros Cañadón de los Potros y La Meseta, ambos en el rincón nordeste. En el sur del lago Argentino, los afloramientos se extienden en forma casi continua de norte a sur desde el arroyo Centinela hacia el sudoeste hasta el límite internacional alcanzando el Hito Baguales 2.

Los estratos en este sector austral hasta el sur del arroyo Calafate se inclinan aproximadamente 10° hacia el sudeste, en tanto que, en el límite internacional argentino-chileno, la inclinación de las capas es algo mayor.

#### *Litología*

Esta formación está compuesta por una secuencia clástica, en donde predominan las areniscas de grano mediano a grueso y los conglomerados finos. En forma subordinada, hay algunos bancos delgados de pelitas y areniscas finas. El color, en el área que abarca la Hoja, es verde claro a oscuro, color que se mantiene a lo largo de toda la formación. Sólo en los últimos metros, antes del pasaje a la unidad suprayacente, las coloraciones se tornan parduscas variando de tono oscuro a claro.

En el norte de la comarca se efectuó un perfil parcial en el faldeo oriental del cerro Cañadón de los Potros, que se describe a continuación.

## - Perfil del cerro Cañadón de los Potros

En la margen oriental de un pequeño arroyo está expuesta una secuencia que se apoya sobre los términos superiores de la Formación Chorrillo. Desde la base, se hallan:

- a) Areniscas conglomerádicas, de color verde claro, apoyadas en concordancia sobre limolitas de la Formación Chorrillo. Los bancos son potentes, llegando a medir entre 60 y 80 cm, bien estratificados, con estratificación diagonal. 17 m
- b) Areniscas verde parduscas, de grano fino, ocasionalmente de grano mediano. Se intercalan delgados niveles de conglomerados, de escasa potencia, 50 m
- c) Areniscas de grano fino en las que se intercalan 5 m de pelitas laminadas de color pardo verdoso oscuro, llegando a morado claro, bien estratificadas, de 3 a 5 cm de espesor, con estratificación paralela, sobre las que se apoyan aproximadamente 35 m de areniscas con cemento carbonático, de grano mediano, intercaladas con potentes bancos de 1,5 m de espesor, compuestos por fragmentos de conchillas. Total aproximado 45 m
- d) Bancos de areniscas finas de tonos claros con estratificación diagonal y marcas de bioturbaciones. 75 m
- e) Areniscas poco diagenizadas de grano mediano, de color verde claro a verde-pardo claro, con restos de material leñoso. Estratificación diagonal predominante a entrecruzada, granodecreciente. 15 m

En los afloramientos reconocidos y descritos por Feruglio (1944-45) para el área del lago Argentino, se han realizado varios perfiles cuyas secciones medidas tienen un espesor de 350 m, que complementan los ya conocidos. A continuación se reseñan sus principales características.

## - Perfil del arroyo Centinela

En la margen oriental del arroyo Centinela se presenta una espesa secuencia que de base a techo está compuesta por:

- a) Areniscas conglomerádicas, de coloración verdosa, dispuestas concordantemente sobre una delgada secuencia de la Formación Chorrillo. Los bancos son potentes, llegan a medir entre 50 y 70 cm y están bien estratificados con estratificación diagonal. 13 m
- b) Areniscas verdosas, de grano más fino que las anteriores, en algunos casos mediano, más endurecidas. Presentan varios niveles conglomerádicos intercalados, de poca potencia, en donde se observa un corte neto entre banco y banco. 50 m
- c) Diez metros de pelitas de color pardo oscuro a negro, con tonalidades de color morado claro, bien laminadas en capas de 2 a 3 cm, con estratificación paralela, sobre las que se apoyan aproximadamente 40 m de areniscas calcáreas, de grano mediano, intercaladas con espesos bancos de un metro de potencia de coquinas. Este sector de la secuencia contiene la mayoría de los fósiles descritos por Feruglio (1944-45). Total aproximado. 50 m
- d) Areniscas conglomerádicas, con estratificación grosera y con intercalaciones de bancos delgados de coquinas en los que predominan ejemplares fragmentados de gastrópodos. Aproximadamente 20 m
- e) Areniscas pardo grisáceas a amarillentas. La estratificación en general es algo más fina, en bancos de hasta 30 cm de potencia, con marcas de bioturbaciones y estratificación diagonal. 80 m
- f) Areniscas friables de grano mediano a fino, granodecrecientes, de color pardo claro, en las que se observan algunas pequeñas lentes carbonosas. La

estratificación es principalmente diagonal a entrecruzada. 60 m

- g) Areniscas de grano mediano, de color pardo oscuro. Los niveles cuspidales de esta sección son equiparables con los del arroyo Calafate antes del contacto con la unidad suprayacente (Formación Río Leona). 50 m

Techo: Estratos de la Formación Río Leona en contacto concordante.

- Perfil de las bardas de la estancia Anita

Este perfil está ubicado en la parte superior de las bardas de la estancia Anita. Su base descansa sobre la Formación Chorrillo, aunque se observa una delgada intercalación marina que se interpreta que pertenece a la base de la Formación Calafate, que engrana con el techo de la Formación Chorrillo.

Base: Formación Chorrillo

- a) Delgada intercalación de areniscas de grano mediano a fino, de color verde claro, que se alternan con bancos delgados

de coquinas, caracterizadas por pelecípodos de tamaño pequeño y delgado espesor de la conchilla. Los restos son muy fragmentarios, no pudiéndose identificar el género. En uno de los bancos superiores se encontró un ejemplar mal conservado de un decápodo y restos de gastrópodos, los que atestiguarían el origen marino de los sedimentos.

- b) Pelitas rosadas a pardo claras de la Formación Chorrillo. 3 a 5 m

- c) Areniscas de grano mediano, de color pardo verdoso, en parte conglomerádicas, en bancos de hasta un metro de potencia. Siguen areniscas de grano fino, muy resistentes que forman cornisas: el color es verde oscuro a pardo oscuro y en ellas el contenido fosilífero es abundante. 70 m

El techo de esta secuencia está en parte erodado y torna difícil la continuidad del perfil, ya que se deben extrapolar los bancos, que inclinan hacia el este, hacia la parte baja de la sierra.



Figura 15. Aspecto general de la Formación Man Aike en el faldeo sudoccidental del cerro Palique.



**Figura 16.** Areniscas medianas a gruesas y conglomerados de la Formación Man Aike, en el faldeo sur del cerro Palique. Arriba, un gran bloque errático de naturaleza granítica.

#### - Perfil Mesa de Truco

En la sección levantada que se halla al oeste del cerro Mesa de Truco, los términos inferiores de la secuencia no se diferencian mayormente de los descriptos desde la base hasta el techo del perfil anterior. Sin embargo, aquí está bien expuesta la parte superior, que en la sección anterior, como ya se dijera, no se pudo describir.

Esta parte superior está compuesta por potentes bancos de 1 a 2 m de espesor, constituidos por areniscas de grano mediano, con coloración pardo clara a amarillenta. En los niveles inferiores del perfil se advierten bioturbaciones, las que gradualmente van desapareciendo, para ser reemplazadas por lentes carbonosas y restos de plantas mal conservadas. El espesor de esta secuencia, aunque aquí tampoco está completa, es menor que la del arroyo Centinela. El techo del perfil no se observa, pero por la presencia de restos carbonosos, tentativamente se lo puede considerar como equiparable a los términos cuspidales que afloran en el arroyo Centinela o a los del arroyo Calafate. Espesor de la secuencia 25 metros.

#### - Perfil del puesto Alta Vista

El perfil se levantó al este del puesto Alta Vista. La secuencia se presenta muy mal expuesta, principalmente en relación con la estimación del espesor, debido a que se encuentra intruida por potentes filones capa de rocas andesíticas y basandesíticas.

#### Base oculta

- a) Areniscas de grano fino de color pardo verdoso a pardo claro. Se intercalan, en el primer tramo, niveles conglomerádicos finos y bancos de coquinas, en menor cantidad que en los perfiles antes descriptos. Son numerosos los niveles con abundante fauna de pelecípodos donde casi todos los ejemplares se presentan en estado de molde; algunos se encuentran con conchilla y otros están recubiertos por una pátina de color negro brillante. 13 m
- b) Por arriba de un filón capa, que forma la primera cornisa, siguen areniscas de grano fino, que se intercalan con pelitas arenosas de color verde claro a pardo verdoso. Son abundantes las bioturbaciones. La estratificación es gradada y también diagonal. En los términos superiores de esta secuencia parcial se han hallado restos de fósiles mal conservados. 20 m
- c) Sobre otro filón capa afloran areniscas de grano fino, de color pardo verdoso, similares a las descriptas en b). 70 m

Por arriba de esta secuencia, y sin que se observe un contacto neto, se dispone la Formación Río Leona.

#### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Calafate descansa concordante-mente sobre las formaciones Chorrillo y Anita, en los sectores occidental y oriental de la región sur del área, respectivamente. Esta unidad es transgresiva y parcialmente contemporánea con

la Formación Chorrillo, pero sus términos cuspidales son más modernos que los de esta última.

En algunos sectores cercanos al lago Argentino, Marenssi *et al.* (2002) señalaron que las secciones superiores de la Formación Calafate fueron erosionadas, y que sobre ésta unidad se deposita discordantemente la Formación Man Aike.

### Paleontología

Casi todos los niveles clásticos de esta unidad contienen restos de una abundante fauna marina integrada en su mayoría por pelecípodos y, en menor proporción, por gastrópodos, braquiópodos, entre otros. El estado de conservación de los ejemplares por lo común es muy bueno; este hecho hizo que gran parte del material fuera descrito e ilustrado.

En el perfil del arroyo Centinela, en las areniscas del nivel c), se determinó: *Trigonia* sp., *Pecten* cf. *bagualensis* y *Ostrea vulcelloides costata*. Algo más arriba, en el nivel e), también se recolectó una fauna de invertebrados (Rossi de García y Blasco de Nullo, 1981) en un banco con coloración verdosa que en la base está constituido

principalmente por braquiópodos (Terebratulidae) en buen estado de conservación. La fauna investigada está constituida por *Cucullaea calafatensis* Fer., *Lahillia luisa* var. *gigantea* Fer., *Cytherea antarctica* Wilck., *Isognomon* sp., *Panopea pastorei* Fer., *Terebratella insignes* Fer., restos de *Corallia* indet., *Pinna anderssoni* Wilck., *Cytherea* sp., *Lahillia?* *tetrica* Fer., Lucinidae indet., cf. *Cardium* aff. *magellanicum* Phil., Inoceramidae? indet., *Venus* indet. y Carditidae indet.

Los niveles cuspidales (nivel g del perfil del arroyo Centinela) contienen restos mal conservados de plantas, y en el arroyo Calafate se halló el contenido palinológico estudiado por Sepúlveda y Norris (1982): *Tuberculatosporites* cf. *parvus*, *Baculatisporites* (?) sp., *Detoidospora* sp., *Licopodiumsporites* sp., *Araucariacites* sp., *Nothofagidites cincta*, *Nothofagidites* cf. *suggaei*, *Nothofagidites hystricophaeroides*. Entre los restos de hongos se reconocieron: *Brachisporites* sp., *Dicellaesporites popovii* y *Plochmopeltinites* sp.

En el perfil de la barda de Anita, los potentes niveles contienen una abundante fauna. Los



Figura 17. Filón capa de la Basandesita Alta Vista, al sur de la estancia homónima.

ejemplares recolectados fueron comparados con los descritos por Feruglio (1944-45), comprobándose los siguientes géneros y especies: *Malletia gracilis*, *Malletia* cf. *pencanoides*, *Trigonia regina*, *Trigonia wilckensis*, *Lahillia luisa*, *Cytherea rothi*, *Dentalium cazadorianum*, *Panopea hauthali*, *Bouchardia conspicua* y *Terebratella insignes*.

En los niveles basales del perfil Mesa de Truco se hallaron restos de fauna estudiada por Rossi de García y Blasco de Nullo (1981): *Bouchardia conspicua* Fer., *Terebratella insignis* Fer., *Pinna* sp. y *Calyptraea* sp.

En el perfil del puesto Alta Vista se recolectaron fósiles, también investigados por Rossi de García y Blasco de Nullo (1981): *Bouchardia conspicua* Fer., *Terebratella insignis* Fer. y *Magellania elinae-correamoralesi* Fer.

En la estancia 25 de Mayo (50°23' LS; 72° 12' LO), Marensi *et al.* (2004) y Guler *et al.* (2005) encontraron las siguientes especies:

- Dinoflagelados: *Alterbidinium acutululum* (Wilson, 1967) Lentin and Williams, 1985; emend. Khowaja-Ateequzaman *et al.*, 1991; *Batiacasphaera* cf. *kekerengensis* Schiøler and Wilson, 1998; *Cerodinium diebelii* (Alberti, 1959)



Figura 19. Detalle de xenolitos pertenecientes a la Formación Cerro Toro asimilados cerca del contacto con la roca de caja, dentro de la Basandesita Alta Vista.



Figura 18. Filón capa de la Basandesita Alta Vista en el cerro Comisión, en la margen sur del lago Argentino.



Lentin and Williams, 1987; *Eisenackia circumtabulata* Drugg, 1967; *Exochosphaeridium bifidum* (Clarke and Verdier, 1967) Clarke *et al.*, 1968 emend. Davey, 1969; *Hafniasphaera cf. fluens* Hansen, 1977; *Manumiella? cretacea* (Cookson, 1956) Bujak and Davies, 1983; *Manumiella druggii* (Stover, 1974) Bujak and Davies, 1983; *Membranilarnacia angustivela* (Deflandre and Cookson, 1955), McMinn, 1988; *Oligosphaeridium complex* (White, 1842) Davey and Williams, 1966; *Oligosphaeridium pulcherrimum* (Deflandre and Cookson, 1955) Davey and Williams, 1966, *Operculodinium centrocarpum* (Deflandre and Cookson, 1955), Wall, 1967; *Operculodinium cf. radiculatum* Smith, 1992; *Palaeocystodinium lidiae* (Goórka, 1963) Davey, 1969; *Spiniferites ramosus* (Ehrenberg, 1838) Mantell, 1854; *Spongodinium reticulatum* Hultberg, 1985; *Tanyosphaeridium xanthiopyxides* (Wetzel, 1933 ex Deflandre, 1937) Stover and Evitt, 1978; y *Tectatodinium rugulatum* (Hansen, 1977) McMinn, 1988.

- Esporomorfos: *Azollopsis (Azollopsis) polyancyra* (Stough) Sweet and Hills, 1974; *Granelispora loncochensis* Papú, 1997.

### *Ambiente de depositación*

En los afloramientos del área, la presencia de una importante fauna marina costera indica un ambiente marino litoral con cierta energía, evidenciada por la granulometría de arenas y conglomerados finos y las estructuras sedimentarias. En la estancia 25 de Mayo Marensi *et al.* (2004) señalaron que la unidad se depositó en ciclos granocrecientes, que son interpretados como el producto de una serie de episodios transgresivo-regresivos de corta duración, donde las secciones de mayor granulometría se produjeron durante un período de agradación con nivel relativo del mar estable o en caída.

### *Edad*

Debido al engranaje de los términos inferiores de esta unidad con los de la Formación Chorrillo, la base tiene una edad cretácica superior (maastrichtiana), de acuerdo con el contenido paleontológico de ambas unidades.

Los niveles marinos con abundante fauna fueron considerados por Feruglio (1949-50) como del Senoniano y correlacionados con la Formación Cerro Dorotea. Esta última observación fue establecida principalmente por la presencia de *Lahillia luisa* en ambas unidades. Furque y Camacho (1972) y Furque (1973) asignaron la Formación Calafate al Maastrichtiano superior. Russo *et al.* (1980) la describieron junto con la Formación Man Aike y la incluyeron en el intervalo Daniano-Oligoceno, edad que le atribuyeron sobre la base de un estudio de micropaleontología realizado por Masiuk (en Russo *et al.*, 1980) en una perforación ubicada 150 km al este de la región cordillerana.

Riccardi y Rolleri (1980) no aceptaron esta edad para toda la Formación Calafate y la asignaron al Maastrichtiano-Daniano. Malumián (1999, 2002) ubicó esta unidad en el Maastrichtiano.

Nulló (1983) recolectó de la sección superior del perfil de la estancia 25 de Mayo, perfil tipo de esta unidad, muestras que fueron analizadas por Sepúlveda y Norris (1982), concluyendo que la asociación de polen y esporas, asociadas con hongos es asignable al Eoceno. De igual manera se manifestó Barreda (2002).

Marensi *et al.* (2002), Marensi *et al.* (2004) y Guler *et al.* (2005) indicaron que esta unidad es del Maastrichtiano por su contenido paleontológico. Estos últimos autores mencionaron que la sección basal de la Formación Calafate no es más antigua que el Maastrichtiano (probablemente Maastrichtiano tardío) y la sección media no más joven que el Maastrichtiano tardío. La sección superior también podría ser del Maastrichtiano (Marensi *et al.*, 2004), pero según estos autores se encuentra erosionada y cubierta discordantemente por la Formación Man Aike.

## 2.4. CENOZOICO

### 2.4.1. PALEÓGENO

#### **Formación Man Aike (14)**

*Areniscas, conglomerados, pelitas y tobas*

#### *Antecedentes*

La Formación Man Aike fue reseñada originariamente por Feruglio (1938, 1944-45), quién denominó Estratos de Man Aike los

aflorantes al sur del río Shehuen, al oeste del río La Leona y al nordeste del lago Argentino, incluyendo también dentro de esta unidad los Estratos de Calafate. Furque (1973) separó ambas secuencias y las formalizó. Camacho *et al.* (1998, 2000) describieron la secuencia aflorante en el cerro Palique y su megafauna marina. Nullo y Combina (2002) sintetizaron las características de esta unidad. Al sur del lago Argentino, Marensi *et al.* (2002) describieron afloramientos asignados a la Formación Man Aike.

### *Distribución y litología*

Las rocas de esta unidad afloran fundamentalmente al sudeste de la comarca, en el área del cerro Palique (Figs. 15 y 16), donde se presenta una secuencia de areniscas de grano mediano a grueso, de color pardo a ocre, bien estratificadas. Los estratos tienen una suave inclinación de 2° a 5° hacia el este. El espesor de los bancos es de 20 a 30 cm y tienen estratificación diagonal. Se intercalan en las areniscas, delgadas lentes de conglomerados finos, mientras que en otros sectores afloran espesos conglomerados. En algún caso, en el techo del perfil se halla un banco tobáceo, de color ocre en superficie y blanquecino en fractura fresca, que contiene restos carbonosos no identificables.

En el sector noroccidental, la parte cuspidal del cerro está constituida por areniscas gruesas hasta conglomerádicas castaño verdosas, con numerosas concreciones subsféricas de 10 a 20 cm, además de algunos fenoclastos aislados de 3 a 7 cm, escasos restos de megafósiles fragmentados y bioturbación en forma de tubos y trazas. En general son macizas, tienen 7 a 8 m de espesor e incluyen muy escasos niveles pelíticos (Fig. 15). Por debajo, hay 5 m de conglomerados finos a gruesos castaño amarillentos con pigmentación rojiza, en los que se intercalan algunas delgadas lentes de areniscas gruesas. Son clastosostén, con fenoclastos angulosos a subredondeados de hasta 6 a 7 cm, pero cuyo tamaño promedio es de 0,5 a un centímetro.

Por su parte, en el faldeo sur del cerro afloran en el techo, 4 m de areniscas medianas a gruesas verdosas, líticas, en general macizas o con estratificación planar. Siguen por debajo (Fig. 16) 4 m de conglomerados gruesos gris verdosos, sin

megafósiles, y luego 6 a 8 m de espesos bancos de conglomerados gruesos gris verdosos con grandes fragmentos de bivalvos y grandes braquiópodos bastante enteros, blanquecinos, notables sobre todo en un nivel muy fosilífero de unos 30 cm; en los conglomerados se observan lentes de areniscas medianas a gruesas verdosas como las superiores, las que también aparecen muy cubiertas.

El cuerpo sedimentario no muestra ni base ni techo, el espesor medido es de 25 m de potencia, aproximadamente, si bien Camacho *et al.* (2000) mencionaron unos 49 m de espesor.

En cercanías de la estancia La Verdadera Argentina, al oeste del cerro León, se encuentran unos pequeños asomos, de escasos metros de espesor, de areniscas de color verde, muy lajosas, de grano mediano a fino, con intercalaciones de niveles de conglomerados finos, de igual coloración, con grandes estructuras entrecruzadas tipo sigmoides, propias quizás de canales mareales. Estos afloramientos se asignan, con dudas, también a la Formación Man Aike.

### *Ambiente*

La unidad es principalmente marina, de ambiente somero a costanero, de energía relativamente alta. En el área que nos ocupa, los términos superiores pasan de ambiente costero a continental. En el sector nordeste de la comarca, Proserpio (1981) mencionó secuencias continentales en el cerro La Meseta.

### *Paleontología*

En el cerro Palique, en los niveles areniscos superiores de la secuencia, se ha reconocido una megafauna de invertebrados marinos (braquiópodos y moluscos), no muy bien conservada. Camacho *et al.* (1998, 2000) identificaron, entre los braquiópodos, *Bouchardia zitteli* Ih., *Gmelinmagas* sp., *Terebratella paliqueana* Ih., y, entre los moluscos, *Venericardia (Venericor)* sp.

### *Edad*

Inicialmente se ubicó esta secuencia en el Maastrichtiano superior (Furque, 1973). Igual criterio fue mantenido por Riccardi y Roller (1981).

Russo *et al.* (1980) la colocaron en el Terciario inferior (Eoceno tardío - Oligoceno inferior) de acuerdo con el contenido paleontológico. Una muestra con restos de palinomorfos extraída del tramo medio de la sección aflorante en las barrancas de la estancia Asunción, sobre el río La Leona, mostró una asociación correspondiente al Terciario bajo (Pöthe de Baldis, en Proserpio, 1981). Robbiano *et al.* (1996), Malumián (1990, 1999), Camacho *et al.* (2000) y Nullo y Combina (2002) la ubicaron en el Eoceno medio, criterio adoptado en esta Hoja.

### **Basandesita Alta Vista (15)**

*Basandesitas, pórfiros andesíticos a basandesíticos*

#### *Antecedentes*

Nullo (1983) agrupó con este nombre un conjunto de filones capa, diques y pequeños cuerpos hipabisales de composición andesítica a basandesítica, cuyas rocas de caja son, en general, sedimentitas cretácicas. Ardolino *et al.* (1999) y Ramos (2002a y b) describieron también estos afloramientos asociándolos con el pulso de la Essexita Río Carbón (Nullo, 1983). Furque (1973) reseñó los pórfiros andesíticos de los cerros Moyano y Comisión y las basandesitas del río Centinela, Chorrillo Malo y cerro Calafate.

#### *Litología y distribución areal*

Los asomos están constituidos por una roca porfírica de color gris claro a oscuro, donde predominan los fenocristales de plagioclasa. Los afloramientos se hallan en las barrancas bajas de las estancias Alta Vista y Anita (Figs. 9 y 17) y continúan hacia el oeste, hasta las barrancas del arroyo Chorrillo Malo. Por el este se observan en la unión de los arroyos Centinela y Cuncuna. Hacia el sur forman los cerros Moyano, Comisión y Calafate. Todos estos afloramientos muestran características litológicas similares, tanto en composición como en emplazamiento.

Los afloramientos del arroyo Chorrillo Malo, al oeste de la estancia Alta Vista (Fig. 17) son filones capa de poca potencia; generalmente presentan un

espesor de hasta 15 m, de forma lenticular, con un abovedamiento en la zona central. Los cuerpos se repiten en el mismo perfil, observándose hasta 4 filones capa en las barrancas. La roca es una basandesita de color gris oscuro, porfírica, de pasta afanítica; la superficie de alteración posee una coloración gris clara, mientras que en fractura fresca es más oscura; son abundantes los fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm de largo, subcuadrangulares, algo alterados a material arcilloso. Al microscopio se reconoció que la plagioclasa es labradorita; hay también abundantes fenocristales de piroxeno, muy alterados a clorita; este mineral también se halla en la pasta. Subordinadamente se observan cristales de calcita, minerales opacos y relleno de cuarzo, tanto en la pasta como en algunos fenocristales de piroxeno alterados.

Los cuerpos del arroyo Centinela se presentan de forma similar y son de color negro a verdoso oscuro, en fractura fresca. La mayoría están situados en la margen occidental del arroyo, con una potencia menor que la de los mencionados con anterioridad. La composición es semejante, aunque posiblemente por fenómenos de enfriamiento, los fenocristales de plagioclasa y los de piroxeno son más grandes y están menos alterados.

Los cuerpos que afloran en el arroyo Cuncuna muestran mayor potencia. Uno de ellos y el más importante, es un filón capa que se asocia con un cuerpo lacolítico, con numerosos diques menores que se disponen en la ladera y en los sectores más altos. Varían entre un pórfiro andesítico a basandesítico y, subordinadamente, basandesitas. La roca es de color gris oscuro, a negro en fractura fresca y es afanítica. Al microscopio la pasta es microgranosa fina, con tablillas de plagioclasa, de hábito alargado. En algunos casos las plagioclasas son de composición oligoclasa, en tanto que en otros son de labradorita. El cuarzo es muy escaso y los piroxenos, de pequeño tamaño, están frescos. Se observan fenocristales algo alterados de olivina, de mayor tamaño que los de piroxeno.

En el cerro Comisión (Fig. 18) afloran rocas similares, compuestas por un pórfiro afanítico, de color negro, a gris claro en superficie de alteración. La roca muestra numerosos xenolitos pequeños de pelitas alteradas pertenecientes a la roca de caja, con un marcado borde de reacción (Fig. 19). Se

advierten fenocristales de plagioclasa de 1 cm de largo, alterados y muy finos. La roca fue clasificada como una basandesita porfírica.

### *Edad*

Por sus relaciones estratigráficas en esta comarca, los cuerpos de la Basandesita Alta Vista son más jóvenes que el Cretácico superior, ya que intruyen las areniscas de la Formación Anita. Al norte de la comarca, en el río La Leona, rocas similares intruyen areniscas y conglomerados de la Formación Calafate del Maastrichtiano-Paleógeno; lo mismo ocurre al sur del puesto Alta Vista. Si se tiene en cuenta que estas intrusiones se correlacionan, en parte, con el pulso magmático contemporáneo de la Essexita Río Carbón (Nullo, 1983) su edad correspondería al Eoceno (Nullo, 1983; Ardolino *et al.*, 1999; Ramos, 2002a y b).

## **Formación Río Carbón (16)**

*Teschenitas y pórfiros tescheníticos*

### *Antecedentes*

Quensel (1911) describió por primera vez como essexitas las rocas aflorantes en el río Carbón, al norte de la comarca en estudio. Posteriormente, Feruglio (1944-45) reseñó los afloramientos dispuestos en la margen oriental del río La Leona. Las mismas rocas fueron estudiadas en otras localidades, como las del lago San Martín, por Bonarelli y Nágera (1921), y en los cerros Pana y Kachaiké, por Nullo (1978). En el río de las Vueltas se intercalan filones similares dentro de la secuencia cretácica (Nullo *et al.*, 1978).

Riccardi (1971) le otorgó categoría formacional, la que es mantenida hasta la fecha. En la comarca, estas rocas fueron denominadas por Nullo (1983) como Essexita Río Carbón; sin embargo, se prefiere señalarlas como Formación Río Carbón debido a que en el área no se han determinado essexitas.

### *Distribución areal y litología*

Se reconocieron afloramientos de esta unidad en el arroyo del puesto Alta Vista, cercano

al límite internacional con Chile, al poniente de la sierra de los Baguales.

Son filones capa y diques de potencia variada, de entre 20 a 25 m de espesor. La roca es de color negro a gris oscuro. Se trata de teschenitas a pórfiros tescheníticos, de textura afanítica, en parte con alteración a zeolitas. Los cuerpos presentan una extensión de 150 m, acuñaándose o desapareciendo dentro de las rocas que los alojan, aunque en algunos casos se han medido longitudes de más de 1500 m, que produjeron una aureola de metamorfismo de contacto de más de 2 m de ancho, que llegó a transformar la caja en hornfels.

Los cuerpos cortan los depósitos clásticos de la Formación Calafate. En algunos tramos de la secuencia sedimentaria son netamente concordantes con los bancos, mientras que en la mayoría el mismo cuerpo es discordante y corta la estratificación.

### *Edad*

No se tienen nuevas dataciones radimétricas de estas rocas. De acuerdo con Riccardi (1971), rocas de igual composición fueron datadas y arrojaron valores de  $46 \pm 5$  Ma y  $35 \pm 5$  Ma para el área de la localidad tipo en el lago San Martín, ubicando a las intrusiones entre el Eoceno superior y el Oligoceno. Ramos (2002a y b) confirmó las observaciones de Feruglio (1949-50), quien mencionó que estos cuerpos son las raíces profundas o cuellos de las lavas del Basalto Posadas.

## **Formación Río Leona (17)**

*Conglomerados, areniscas, limolitas, arcilitas, tobas y tufitas*

### *Antecedentes*

Originalmente, Roll (1937) designó estas rocas como Estratos del Río Leona. Más tarde, Feruglio (1938, 1944-45, 1949-50) las llamó Estratos de Río Leona. Furque y Camacho (1972) les dieron categoría formacional.

Los niveles basales conglomerádicos que afloran en el sur de la comarca fueron denominados por Malumíán *et al.* (2000) como Miembro Cerro Mirador.



**Figura 20.** Secuencia estratigráfica de areniscas, limolitas y tobas retrabajadas correspondientes a la Formación Centinela, en la estancia Quien Sabe.



**Figura 21.** Conjunto de valvas de *Ostrea* sp. en bancos de la Formación Centinela, en la quebrada de la estancia Quien Sabe.

Un perfil detallado de esta unidad fue levantado por Marensi *et al.* (2005) al sur de la estancia 25 de Mayo, con consideraciones litológicas y ambientales.

#### *Distribución areal*

Los afloramientos de esta entidad se distribuyen principalmente en forma de franja con dirección nordeste - sudoeste, al sur del lago Argentino. Se los observa desde el sur de la estancia Quien Sabe, continuando por el faldeo del arroyo Calafate y las nacientes del arroyo Centinela hasta el límite internacional con Chile, al este del Hito Baguales 2.

Un pequeño asomo también se presenta en el rincón nordeste de la Hoja, al este del río La Leona, sobre la alta meseta.

#### *Litología*

La secuencia está compuesta por conglomerados finos, areniscas finas a conglomerádicas, limolitas, tobas y tufitas. Sus proporciones varían de acuerdo con la ubicación de los afloramientos y los cambios verticales litológicos, prevaleciendo en general las secuencias granodecrecientes. Los colores más frecuentes dentro de la columna son el castaño claro y el verde pardusco.

En el arroyo Calafate, al sur de la localidad homónima, aflora una conspicua columna compuesta por una secuencia de arcilitas compactas de color gris claro a pardo oscuro, con intercalaciones de areniscas de grano fino de igual coloración. En los términos superiores se observan niveles arcillosos que contienen restos vegetales, mal conservados, mezclados con delgados bancos carbonosos (Nullo, 1983; Nullo y Combina, 2002). En fractura fresca, los niveles superiores tienen un color claro de pardo a amarillento.

Hacia el sur los afloramientos muestran intercalaciones de lentes de conglomerados finos, siendo más comunes las areniscas que las limolitas. Hacia el norte, en los niveles basales, se disponen lentes conglomerádicas finas. Hacia el techo prevalecen los términos finos, donde Manassero *et al.* (1990) señalaron la existencia de intercalaciones carbonosas con *Fagus* y fragmentos de madera petrificada.

Su espesor es relativamente constante de norte a sur. Varía entre 100 a 150 m en los perfiles situados al sur de la localidad de Calafate (Nullo, 1983), mientras que es de 174 m en el área del río Turbio (Malumián *et al.*, 2000) y de 205 m, según Furque y Caballé (1993), descansando por arriba de diferentes unidades que la subyacen. Hacia el norte del lago Argentino, en la comarca estudiada, su presencia es mínima hasta estar ausente.

#### *Ambiente de depositación*

Sobre los depósitos marinos transicionales, albuferas y playas de la Formación Río Turbio hacia el sur y sobre la Formación Calafate hacia el norte, correspondientes a la regresión iniciada en el Paleógeno medio a superior, se instaló discordantemente un sistema fluvial de baja energía que desarrolló amplias llanuras de inundación. En estas llanuras, los restos vegetales fueron transportados y depositados en los picos de descarga del sistema. Los foraminíferos cretácicos encontrados señalan que el área de aporte eran rocas de esa edad, que ya estaban elevadas y expuestas.

Una variación en el desarrollo de los sistemas fluviales, que evolucionaron desde entrelazados de alta energía hasta meandrosos y anastomosados de baja energía, fue postulada por Marensi *et al.* (2005).

La presencia de pequeños niveles carbonosos se encuentra generalmente asociada con la migración del canal principal y evolución del sistema y con el crecimiento y abandono de los *crevasse splays*. Los niveles con intercalaciones tobáceas son de poca potencia, siendo más importantes hacia el techo, lo que indica una actividad volcánica concomitante en el retroarco. En observaciones costa afuera, Robbiano *et al.* (1996) determinaron un hiatus en la sedimentación de esta unidad, que marca un cambio de régimen entre la etapa transgresiva y la posterior instalación de una regresiva, asociando todo esto con la evolución austral de la cuenca.

Malumián y Nández (1989, 1991) señalaron que en el intervalo Eoceno tardío - Oligoceno existió una penetración de aguas frías desde el sudoeste, debido a la apertura parcial del pasaje de Drake. Estas masas de aguas frías generaron un cambio

climático brusco para las áreas continentales adyacentes, más adverso que el actual. Este fenómeno climático explicaría el drástico cambio faunístico entre las edades Mamífero Divisadoreño y Deseadense.

### *Relaciones estratigráficas*

La Formación Río Leona presenta un contacto discordante en la base, sobre la Formación Calafate, como se puede observar en el faldeo sur del arroyo Calafate. La relación del techo de esta unidad, aparentemente es concordante o suavemente discordante, menos de 5°, con la Formación Centinela.

### *Edad*

Dentro de esta unidad no se han encontrado restos fosilíferos. Originalmente Furque y Camacho (1972) la asignaron al Maastrichtiano cuspidal. Otros autores, como Yrigoyen (1969), la ubicaron en el Eoceno. Malumián (1968) y Malumián *et al.* (1971) la consideraron como equivalente lateral de sedimentitas marinas del Daniano, o lateral del Paleoceno medio-superior a Eoceno inferior para el área de La Esperanza. Furque (1973) la situó en el Paleoceno (Daniano), mientras que Riccardi y Roller (1980), debido a su posición estratigráfica, la asociaron con la Formación Río Turbio del Paleógeno. Arguijo y Romero (1981), en Tierra del Fuego, correlacionaron el contenido de sus taflofloras con el de la Formación Río Turbio y la ubicaron en el Eoceno tardío. Nullo (1983), por su posición estratigráfica, la puso en el Eoceno superior, por debajo de la Formación Centinela atribuida al Oligoceno *s.l.* Malumián (1990) y Malumián *et al.* (2000) la asignaron al Eoceno cuspidal - Oligoceno temprano.

La Formación Río Leona subyace la Formación Centinela, de característico ambiente marino costero, en la región al sur de la localidad de El Calafate. De un banco de toba de la base de la Formación Centinela se extrajo una muestra cuya datación radimétrica arrojó un valor de 46 Ma (Feldmann *et al.*, 1997), por ello la base de los estratos marinos fue asignada al Eoceno medio bajo. Debido a esto, Camacho *et al.* (1997 y 1998), Chiesa y Camacho (1992, 1995) y Chiesa

*et al.* (1995) efectuaron una correlación estratigráfica entre esta unidad marina y otras continentales dispuestas en varios perfiles clásicos del oeste de la provincia de Santa Cruz. Estos autores consideraron la Formación Río Leona como equivalente de la Formación Río Guillermo del área de Río Turbio, y asignaron ambas al Eoceno medio. También dispusieron estratigráficamente, en el área de los lagos Cardiel y Buenos Aires, el Basalto Posadas sobre la Formación Río Leona.

Casadío *et al.* (2000a) mantuvieron la edad de esta unidad sostenida por el dato radimétrico de la muestra de toba extraída (46 Ma), asociando dichos niveles con organismos como *Crassostrea? hatcheri* Ortmann, por lo que correlacionaron a la Formación Centinela con la Formación Man Aike y con la sección superior de la Formación Río Turbio. Casadío *et al.* (2000b) posteriormente, basados en otra datación radimétrica de la conchilla de *Crassostrea? hatcheri* Ortmann y otras consideraciones referidas al contenido faunístico de la Formación Centinela, reubicaron la base de esta unidad en el Oligoceno, criterio que había sido sostenido por Malumián (1999).

Debido a que no es claramente concordante la relación con la Formación Centinela, la Formación Río Leona se asigna al Eoceno superior a Oligoceno inferior.

## 2.4.2. PALEÓGENO - NEÓGENO

### 2.4.2.1. Oligoceno superior – Mioceno inferior

#### **Formación Centinela (18 y 18a)**

*Areniscas finas a gruesas hasta conglomerádicas, tobas, tufitas y coquinas (18). Banco guía de toba blanca (18 a)*

#### *Antecedentes*

Se agrupa con el nombre del epígrafe un conjunto de rocas sedimentarias y piroclásticas entre las que se cuentan como más representativas areniscas, areniscas calcáreas, tobas y tufitas. El color predominante es el pardo amarillento a blanquecino.



**Figura 22.** Secuencia de tobas, tufitas, areniscas finas y paleosuelos de la Formación Santa Cruz en las nacientes del río Centinela Chico.

Anteriormente, este conjunto era conocido en esta área como Patagониense (Feruglio, 1944-45, 1949-50). Este mismo autor realizó varios perfiles en las barrancas al sur del lago Argentino, donde está bien expuesta esta formación.

La denominación de Formación Centinela fue propuesta por Furque y Camacho (1972) y Furque (1973) quienes, ubicaron la localidad tipo en el cerro 25 de Mayo, en las cabeceras del arroyo Centinela. No incluyeron el perfil tipo que estaría localizado en la comarca aquí tratada. Los perfiles descriptos por dichos autores están en los alrededores del puesto 25 de Mayo, al norte del mismo, en las barrancas de la estancia Quien Sabe y en la falda occidental del cerro Los Dos Mellizos. También se incluyen en esta unidad los depósitos que se hallan al sur de la sierra Baguales, y continúan al sur del río Vizcachas. Malumián *et al.* (2000) los estudiaron con esta denominación, descartando el nombre de Formación Arroyo Oro (Manassero *et al.*, 1990), cuyos niveles basales corresponden a la Formación Río Leona y los superiores, a la Formación Centinela.

#### *Distribución areal*

Esta unidad se distribuye, al igual que la anterior, en forma de franja alargada en sentido

nordeste – suroeste; su diseño depende de la topografía de la comarca. Los estratos presentan, en líneas generales, una suave inclinación hacia el naciente. Debido a su litología deleznable la formación muestra algunos pliegues y alabeos, principalmente cuando está afectada por la intrusión de cuerpos hipabisales del Basalto Baguales.

De norte a sur, se extiende a ambos lados del arroyo Centinela en áreas cercanas a sus cabeceras. Sigue por el cerro Centinela (una pequeña aguja basáltica), donde su extensión es mayor, abarcando una vasta superficie principalmente por su posición subhorizontal. Desde esa área sigue hacia el sur hasta el límite internacional al poniente del extremo occidental de la sierra Baguales, por debajo de las volcanitas del Basalto Baguales, al norte de la estancia La Verdadera Argentina.

#### *Litología*

La litología característica de esta unidad consiste en areniscas amarillentas a grises, finas, con alternancia de tobas blanquecinas y amarillentas. En las primeras es frecuente la intercalación de bancos fosilíferos y de areniscas gruesas y conglomerádicas.



Los afloramientos presentan una litología casi constante. Por ello se describirá un perfil representativo de todas las secciones reconocidas, ubicado en la margen nororiental de las cabeceras del arroyo Centinela.

Comienza la secuencia con un banco de toba dacítica a riódacítica, de color blanco, bien compactada, con un espesor de 1,5 m a 10 metros. Este banco guía (18 a) pudo ser mapeado independientemente, ya que se lo ha observado en todos los afloramientos.

Hacia arriba, las tobas comienzan a tener lentes delgadas de hasta un centímetro de ancho, integradas por clastos de cuarzo y litoclastos tobáceos. En estos bancos ya es posible encontrar esporádicamente pelecípodos pequeños en regular estado de conservación. Esta observación es tenida en cuenta para postular que en el inicio de la depositación de la toba, las condiciones marinas ya existían en esta comarca. Bruscamente la litología cambia a areniscas de grano mediano a fino, de color pardo amarillento, característica que es casi constante hasta la parte superior de la unidad.

El espesor de la formación varía entre 140 m y 170 m de promedio. Son abundantes los niveles fosilíferos que se intercalan, llegando en oportunidades a constituir coquinas. Entre los bancos de areniscas y coquinas es posible observar, en forma subordinada, bancos de tufitas de color pardo claro, que en general no contienen fauna.

En la estancia Quien Sabe, se levantó un perfil detallado en una quebrada profunda, al sur del casco (Fig. 20). La secuencia está compuesta principalmente por bancos arenosos de color pardo rojizo y grisáceo. La característica más destacable es la presencia de abundantes niveles de *Ostrea* sp. (Fig. 21). En el perfil se observa, de base a techo:

Base: Formación Río Leona, estratos muy gruesos de areniscas finas con alto grado de consolidación y pelitas arenosas finas.

Formación Centinela (suave discordancia angular menor a 5°).

- Banco de toba blanca, maciza, deleznable. Hacia arriba, las trizas están retrabajadas, y se observa una

incipiente estratificación. Hay restos vegetales carbonizados indeterminables. 10,00 m

- Intercalación de capas de areniscas finas macizas con niveles de *Ostrea* sp., enteras, en posición de vida, con un espesor promedio de 0,28 metros. Se observaron cuatro de estos niveles, algunos compuestos por tres o cuatro estratos menores separados por bancos de areniscas finas macizas. 12,00 m
- Areniscas medianas a gruesas grises, con estratificación entrecruzada planar, que internamente presentan laminación entrecruzada planar paralela al plano de estratificación. El color es otorgado por los trozos de moluscos (*Ostrea*?) que constituyen la mayoría de los clastos. 2,00 m
- Nivel levemente lenticular de areniscas medianas a finas con *Ostrea* sp. 0,53 m
- Areniscas medianas, con estratificación ondulosa de gran escala (*Ostrea*?), que internamente presentan laminación paralela al estrato de mediana escala. 6,00 m
- Areniscas medianas, amarillas, macizas, con un nivel basal de *Ostrea* sp., con conchillas fragmentadas. 2,60 m
- Areniscas de grano mediano, con estratificación ondulada de mediana escala, que internamente presenta laminación paralela. Se observan trozos dispersos de *Ostrea* sp. 3,30 m
- Areniscas medianas, con laminación plano-paralela de mediana escala. Hay dos niveles con *Ostrea* sp., con conchillas fragmentadas, uno en la base del depósito y el otro en el sector medio. 4,50 m
- Nivel con *Ostrea* sp., en posición de vida, en areniscas finas bien seleccionadas, con contacto neto erosivo. 0,45 m
- Areniscas finas, sin estructuras visibles, parcialmente cubiertas. 8,00 m
- Areniscas tobáceas gruesas, blancas a grisáceas muy claras, granodecipientes, que presentan niveles de laminación con

ondulitas y *climbing*; laminación paralela, transversal y entrecruzada planar de pequeña escala. Se observan briznas y pequeños troncos. 12,50 m

Total espesor medido 61,88 m

### Ambiente

De acuerdo con las observaciones efectuadas en el perfil anterior, se puede interpretar que la Formación Centinela estuvo asociada inicialmente con un proceso volcánico por el cual los productos piroclásticos se depositaron sobre la unidad subyacente, la Formación Río Leona. Con posterioridad, los materiales piroclásticos fueron retrabajados, instalándose nuevamente un régimen marino. En esta comarca los sedimentos se depositaron en un ambiente de playa o plataforma proximal, en parte de energía alta a moderada. En los últimos metros, los bancos marinos son más escasos y comienzan a dominar las areniscas más claras, de granocreciente, algo más consolidadas y en las que se pueden observar restos de pequeños troncos y delgadas lentes con concentración de material carbonoso. Este hecho marca la presencia cercana de la Formación Santa Cruz.

En muchos bancos los fósiles tienen un buen estado de conservación, lo que indicaría, en esos casos, condiciones algo más tranquilas del mar durante la depositación.

### Paleontología

Con respecto al material fosilífero, a primera vista algunos estratos ejemplares serían portadores de géneros diversos, y, en otros casos, habría una mezcla de pelecípodos, gastrópodos y braquiópodos. Sin embargo, cuando se observa con detalle, los fósiles constituyen delgadas capas donde se encuentra exclusivamente un género. Así, se pueden hallar algunas donde predominan las grandes ostras, como *Ostrea hatcheri* y *Ostrea maxima*; en otros casos los estratos contienen sólo gastrópodos pequeños, muy ornamentados, en tanto que en otros hay sólo braquiópodos, entre los que prevalecen los terebratulidos.

Son numerosos los ejemplares paleontológicos recolectados y determinados; entre otros, *Ostrea hatcheri* Ihering, *Ostrea ingens* Zittel, *Ostrea maxima* (Hupe), *Cardium philippi* Ihering, *Cucullaea calafatensis* Feruglio, *Iheringella patagoniensis* (Desor.), *Venericardia* sp.

### Relaciones estratigráficas

La Formación Centinela descansa, mediante una suave discordancia erosiva (Furque y Camacho, 1972), sobre la Formación Río Leona; el contacto entre ambas unidades, en la comarca esá indicada por la existencia de un banco de toba blanca de espesor variable, con un máximo de hasta 10 m de potencia.

Si bien el contacto entre ambas unidades generalmente está cubierto, se interpreta que la relación con la suprayacente Formación Santa Cruz es de una suave angularidad.

### Edad

Algunos de los especímenes recolectados han servido para determinar la ubicación temporal de la unidad, la que ha variado según fuera considerada por los distintos investigadores. Riccardi y Roller (1980, véase cuadro en página 1261) ubicaron la Formación Centinela en un intervalo que va desde el Eoceno superior hasta el Mioceno inferior. Russo *et al.* (1980), de acuerdo con su contenido micropaleontológico, la situaron entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior. Furque y Camacho (1972), por el material paleontológico que posee, determinaron que, en cercanías del área tipo, localizada en esta comarca, la edad es miocena. En tanto, Furque (1973) amplió el rango entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior. Malumián *et al.* (2000), al sur de esta área, consideraron que su edad es del Mioceno temprano.

De acuerdo a lo anteriormente expuesto y por sus relaciones estratigráficas con la infrayacente Formación Río Leona y la superpuesta Formación Santa Cruz, se atribuye una edad oligocena superior a miocena inferior para la Formación Centinela, en el área tipo.

### 2.4.3. NEÓGENO

#### 2.4.3.1. Mioceno

#### **Formación Santa Cruz (19)**

*Arcilitas, areniscas, tobas y tufitas*

##### *Antecedentes*

Bajo esta denominación se reúne un conjunto de rocas sedimentarias y piroclásticas originalmente conocidas como Santacruceño o Santacruceano. Fósiles provenientes de esta unidad fueron estudiados por Ameghino (1889, 1898), en tanto que otros fueron recolectados por Hatcher (1897, 1900). Feruglio (1949-50) describió numerosas secciones del Santacruceño en casi toda la Patagonia. Riggi (1957) efectuó varios perfiles en el sector norte de la provincia, mientras que Brandmayr (1945) lo hizo en la zona sur. Con posterioridad, Zambrano y Urien (1970) y Furque y Camacho (1972) agruparon estas secuencias como Formación Santa Cruz.

Furque y Camacho (1972) y Furque (1973) dividieron esta unidad en tres miembros, Los Dos Mellizos, Bon Accord y Los Huelguistas; mientras que Tauber (1997a, b y 1999), en la zona de Río Gallegos, reconoció dos miembros, Estancia La Costa (inferior) y Estancia Angelina (superior). Una síntesis de esta entidad la realizaron Nullo y Combina (2002).

##### *Distribución areal*

La formación posee una amplia distribución areal. Se extiende a lo largo de casi toda la parte occidental de la provincia de Santa Cruz, en tanto que los afloramientos más orientales se localizan en la zona atlántica. Esta formación se halla deformada en el área cordillerana (Ramos, 1989; Kraemer, 1993) mientras que en la zona que abarca la Hoja, en general, está en posición horizontal a subhorizontal con leve inclinación al este, ya que se depositó bajo control estructural.

En este trabajo no se han separado los diferentes miembros identificados para el área por Furque (1973), debido a que esto sólo es posible en algunos sectores, en tanto que en otros las características sedimentarias de la

unidad son más homogéneas. Por otro lado, la escala limita su mapeo detallado.

##### *Litología*

Está caracterizada por una secuencia de arcilitas, areniscas de grano fino a mediano, tobas y tufitas, de color predominantemente blanco, amarillo y pardo claro. El espesor de la unidad es difícil de determinar debido a su litología friable, ya que sólo en los cañadones forma paredes verticales y está mejor preservada de los procesos erosivos (Fig. 22).

Al sudeste de la comarca estudiada, la secuencia se presenta como una sucesión de arcilitas amarillentas, pardo claras y gris verdosas, muy bien consolidadas a muy deleznable, con intercalaciones de areniscas tobáceas y tufitas de color blanquecino. Las areniscas forman cuerpos tabulares delgados, no mayores de un metro de potencia, levemente canalizados, con estratificación entrecruzada y generalmente son granocrecientes. La secuencia sigue por lo común, con tobas blancas, verdes y amarillentas de tonos claros, muy compactadas, en bancos de hasta dos metros de potencia. Entre los cuerpos tobáceos se disponen bancos de areniscas o areniscas arcillosas portadoras de fósiles. Hacia el techo, los cuerpos arenosos pueden llegar a ser conglomerádicos, con buena selección, con clastos, en general, de rocas basálticas, subredondeados a subangulares. Los últimos metros del perfil están casi exclusivamente formados por rocas psamíticas, con escasas intercalaciones de arcilitas y, en menor proporción aún, por bancos de tobas, completando una columna total de 420 metros.

-Perfil en la estancia María Elisa (ex estancia El Caracol).

El perfil está bien expuesto aproximadamente 2 km al oeste de la estancia, en el valle del río Bote.

##### *Base cubierta*

-Arenisca mediana a gruesa, de color pardo grisáceo. Es imposible observar alguna estructura sedimentaria debido al relieve tipo *badland* que sufre el paquete. 10,00 m



**Figura 23.** Vista de los cerros Ciudadela (a la izquierda) y Tridente (a la derecha) desde el sur, en la entrada a la estancia Achalay. Se observan espesas secuencias de mantos basálticos neógenos, correspondientes al Basalto Baguales. En primeros planos, morenas antiguas.



**Figura 24.** El cerro León, formado por un pórfiro andesítico del ciclo del Basalto Baguales, visto desde el norte. Se observa en primer plano la estancia La Verdadera Argentina.

- Areniscas medianas en bancos ligeramente lenticulares de hasta 0,40 m de espesor, de color pardo rojizo, con laminación planoparalela y ondulítica. Las lentes poseen una alta resistencia a la erosión y se encuentran intercaladas con niveles de areniscas finas a limolíticas, probablemente macizas, de color pardo grisáceo, con relieve de tipo *badland*. En estas areniscas es llamativo el gran porcentaje de trozos de huesos de no más de 1,5 cm de largo, dispersos en el depósito. 8,00 m
  - Arenisca mediana a fina, de color pardo grisáceo, con relieve de tipo *badland*, hay niveles de areniscas gruesas (0,20 m de espesor). En el depósito se han observado concreciones y nódulos carbonáticos. 12,00 m
  - Arenisca fina, maciza, pardo rojiza, en un único cuerpo tabular, con contacto superior neto plano, erosivo, e inferior transicional. Tiene alta resistencia a la erosión y fractura concoidea; podría tratarse de un paleosuelo. 1,75 m
  - Areniscas medianas y gruesas, en cuerpos lentiformes, con laminación entrecruzada planar y planar. Se pueden observar ondulitas y estructuras subestratales (calcos de flujo). 2,85 m
  - Arenisca mediana a fina, de color pardo grisáceo, con relieve de tipo *badland*. Hay niveles de areniscas gruesas (0,30 m de espesor) intercalados en el depósito. 5,00 m
  - Tufitas blanco amarillentas, sin estratificación visible. El tamaño de las trizas es milimétrico, en parte alteradas a minerales arcillosos. 22,00 m
  - Nivel de toba andesítica, muy consolidada, de color blanco, con pequeños fenocristales de anfíbol, poco alterados. Este nivel es compacto y sobresale del perfil general. 2,00 m
  - Tufitas pardo rosadas, finamente estratificadas en bancos delgados. 15,00 m
  - Tobas de color rosado claro, macizas, bien estratificadas en bancos de aproximadamente 1 m de potencia. 20,00 m
- Espesor total medido 98,60 m
- Techo: colada basáltica pardo oscura que cubre discordantemente la secuencia clásica anterior.
- Perfil del cerro Los Mellizos
- Se levantó el perfil en el sector alto del cerro, observándose la base de la secuencia apoyada sobre la Formación Centinela.
- Arcilitas bien estratificadas de color amarillo claro a pardo claro, dispuestas en bancos delgados de centímetros de espesor. 37,00 m
  - Secuencia de arcilitas de color gris claro a pardo claro, bien estratificadas, en bancos delgados, muy deleznable; removidas por el agua, tapizan los niveles inferiores. 35,00 m
  - Bancos de areniscas finas a medianas con matriz arcillosa, de color gris claro, verde claro y pardo amarillento. Los bancos son delgados, con estratificación planar y parcialmente entrecruzada en los más arenosos. 42,00 m
  - Potente secuencia de areniscas tobáceas y tufitas de coloración gris clara a blanquecina. Los bancos son delgados y resistentes y no se observa estructura interna. 70,00 m
  - Tobas y tufitas de color pardo claro a amarillento; en forma subordinada, areniscas muy finas con matriz tobácea. 48,00 m
- Espesor total de la secuencia 232,00 m
- Ambiente de depositación*
- La depositación de la Formación Santa Cruz estuvo sometida a factores alocíclicos (fenómenos piroclásticos y climáticos) y autocíclicos (paleotopografía y procesos geotectónicos). La sedimentación de la unidad se produjo como respuesta a la regresión del mar patagoniano por efectos tectónicos de la orogenia Andina. Esta



**Figura 25.** Espesa secuencia de coladas del Basalto Vizcachas, en las nacientes del cañadón del Italiano en la meseta de la Vizcachas.

generó una gran cantidad de material clástico que superó el espacio de acomodamiento disponible, ocasionando una secuencia continental progradante que cubrió con amplitud la comarca.

Nullo y Combina (2002) resumieron la evolución de la columna y los cambios de ambiente. En la región costera atlántica patagónica la sedimentación se inició con un complejo estuárico controlado por mareas, que gradualmente pasó a un sistema de cursos y llanuras aluviales, con sectores de sedimentación eólica representada por médanos (Bellosi, 1998). Las paleocorrientes promedio tienen una dirección predominante hacia el este, concordando con el alzamiento de la Cordillera Patagónica Austral y zonas precordilleranas aledañas. En estas llanuras costeras húmedo-templadas, los aportes clásticos y piroclásticos llegaban por cursos fluviales estables y lluvias de cenizas. Los canales fueron mantiformes al principio de la sedimentación de esta unidad, cambiando gradualmente su geometría a cordoniformes y móviles en el techo de la misma (Bellosi, 1998).

En la comarca, en el perfil de la estancia María Elisa, se han observado tres secciones. La inferior, de 40 m de potencia, puede ser interpretada como

un depósito perteneciente a un sistema fluvial con desarrollo de áreas de inundación y probables niveles con procesos pedogenéticos. El sector medio, de 22 m de espesor, puede corresponder a un intenso retrabajo del material volcánico y un rápido crecimiento del relieve en el área cordillerana. El último tramo del perfil, de 37 m, marca la presencia de una actividad volcánica en sectores cercanos, con el incremento de caída de materiales piroclásticos en mayor proporción que en los tramos inferior y medio de la secuencia.

En general, la paleofauna contenida en las secciones inferiores de la unidad, en toda la región patagónica indica que estas llanuras eran ambientes que permitían una mayor cantidad de vegetación arbustiva, y que hacia las secciones medias se transformaron en llanuras abiertas con pastizales (tipo estepas, Bellosi, 1999), ya que las condiciones climáticas habrían variado en el mismo sentido desde cálidas, húmedas y estables a condiciones más secas y con variaciones estacionales, señalados por la existencia de calcretes, grietas de desecación y pequeñas rosetas de yeso en el techo (Tauber, 1997a; Bellosi, 1999).

Las secciones superiores de esta unidad están caracterizadas por la notable ausencia de niveles

fosilíferos. En la costa atlántica, Tauber (1997b) vinculó esta ausencia de paleobiota con un deterioro climático durante este período de depositación, ya que la paleofauna hallada en estos niveles indica que las especies eran más resistentes que sus predecesoras. Bellosi (1998, 1999) adjudicó este deterioro climático al levantamiento de los Andes Patagónicos, a partir de la acción de la Fase Quéchuica inicial, que produjo una «sombra de lluvia» en la Patagonia Extraandina. Señaló que durante el último período de sedimentación de esta unidad, se desarrollaron en las planicies interfluviales de la Patagonia central, campos de médanos arenosos que marcaron una dirección de paleovientos predominantes del sudoeste. Es importante destacar, que en este último período de depositación, el factor climático fue el condicionante en la sedimentación, que siguió siendo de ambiente de llanura. Un gradual enfriamiento siguió a la merma en las precipitaciones, de acuerdo con la fauna encontrada en los depósitos pedemontanos (Bellosi, 1999).

En el área de trabajo, el techo de las secuencias observadas, muestra un mayor aporte de material volcánico en forma de lluvia de cenizas, hasta el punto de observarse tobas en el perfil de la estancia María Elisa.

### Paleontología

Feruglio (1949-50) mencionó la presencia de *Adinotherium ovinum*, *Toatherium minusculus*, *Diadiaphorus majusculus* y *Proeutatus* cf. *robustus* en los afloramientos basales entre la estancia Quien Sabe y el arroyo de los Perros, mientras que en la zona de la estancia La Meseta reconoció *Nesodon imbricatus*, *Toatherium* sp. y *Homalodotherium* Tauber (1999) En el área de las rías de Coyle y Gallegos, determinó 23 niveles estratigráficos fosilíferos, de los que rescató restos de vertebrados que representan 12 órdenes, 27 familias, 45 géneros y 64 especies. Entre ellos se puede destacar la existencia de escasos anuros y aves. Dentro de los mamíferos señaló gran cantidad de especies de Megatheriidae y Megalonychidae. Es importante señalar la presencia de primates y de roedores.

### Relaciones estratigráficas

La Formación Santa Cruz, debido a su gran extensión areal, cubre horizontalmente varias formaciones. En el sector que abarca la Hoja se dispone por arriba de la Formación Centinela, con una suave discordancia. Los estratos de la Formación Centinela están más inclinados que los de la Formación Santa Cruz, lo que parecería indicar que la relación es de leve angularidad, menor a 5° (Nullo, 1983).

Bellosi (1998) indicó que el pasaje entre la Formación Chenque del Mioceno inferior (Malumián, 1999) y la Formación Santa Cruz, en el nordeste de la provincia, es transicional y señaló un límite secuencial a 70 m por encima de la base de esta última unidad.

Fleagle *et al.* (1995) indicaron un contacto neto con la Formación Pinturas, aunque determinaron mediante dataciones radimétricas que en algunos sectores, esta última y la Formación Santa Cruz son contemporáneas, como también lo señalara Bellosi (1999).

En el área cordillerana, las discordancias intraformacionales que presenta la Formación Santa Cruz podrían responder a los diferentes pulsos de elevación de la faja corrida y plegada de la Cordillera Patagónica Austral. En esta región la unidad está cubierta mediante una discordancia por el Basalto Baguales.

### Edad

Desde 1894, la Formación Santa Cruz ha sido fuente de investigaciones para numerosos autores. Los estudios estratigráficos fueron numerosos desde Hatcher (1900) en adelante. Más recientemente han sido aportados dataciones radimétricas como las de Marshall *et al.* (1977) y Marshall *et al.* (1986) que arrojaron edades de  $15 \pm 1,8$  Ma y  $16 \pm 1,5$  Ma, que la ubicaron en el Mioceno medio.

Para el área del lago Argentino, Feruglio (1949-50) postuló, por la existencia de un nivel que contiene *Notohippus* (el que está ausente en áreas de la costa atlántica), una edad ligeramente inferior a la de la costa. Igual criterio fue seguido por Furque y Camacho (1972) quienes situaron una parte de las sedimentitas en el Mioceno superior, en correlación con otras áreas patagónicas, sin

descartar la posibilidad de que los niveles basales puedan asignarse a una edad algo más antigua por la presencia del horizonte con *Notohippus*. Furque (1973), sobre la base del análisis de un conjunto faunístico en el Miembro Bon Accord, colocó toda la Formación en el Mioceno *s.l.*

Riccardi y Rolleri (1980), en su Cuadro III de la página 1261, ubicaron esta formación entre el Mioceno inferior y el Plioceno inferior en el área del lago Argentino, si bien en el texto la asignaron al Mioceno inferior. Dataciones radimétricas ejecutadas por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  por Fleagle *et al.* (1995) han dado valores que varían entre  $19,33 \pm 0,18$  Ma a  $16,16 \pm 0,27$  Ma, en el área del cerro Observación, en la costa atlántica. Tauber (1997a) señaló que la secuencia se depositó con control estructural sinsedimentario, vinculado con la Fase Quéchuica, ocurrida en los 10 Ma según Kraemer (1993) para este sector austral. Malumián (1999) la situó en el Mioceno temprano tardío - medio temprano, sobre la base de datos de la infrayacente Formación Monte León, cuyos términos cuspidales arrojaron valores de 19,5 Ma (*cf.* Fleagle *et al.*, 1995). En el presente estudio se mantiene esta última ubicación temporal, determinada por relaciones regionales más amplias que el área que aquí nos ocupa.

### **Filón El Turbio (20)**

#### *Diabasas y pórfiros basálticos*

El Filón El Turbio es un cuerpo tabular, en posición casi vertical, que corta sedimentitas mesozoicas, dispuesto al sur de la desembocadura del río Turbio en el río La Leona.

Esta unidad fue originalmente reseñada por Proserpio (1981) durante el levantamiento geológico regional del área. Con posterioridad, Oviedo (1982) la caracterizó más detalladamente como una diabasa. También fue brevemente descrita por Massabie (1990).

Se trata de una diabasa a pórfiro basáltico, de color negro en fractura fresca, de grano fino a mediano y casi afírica. El grado de alteración en superficie es bastante marcado. Los bordes del cuerpo producen metamorfismo térmico en las rocas sedimentarias cretácicas de la Formación Anita que lo alojan. El espesor es de 15 a 25 metros.

El filón tiene un rumbo general E-O con inclinación al sur (Massabie, 1990), determinando un accidente muy notorio en el paisaje local de la margen izquierda del valle del río La Leona, al presentarse como una cuesta con pendiente tendida hacia el sur pero que al norte forma un flanco vertical muy escarpado. Hacia el oeste va perdiendo su potencia, quedando reducido a varios filones capa más pequeños, de no más de dos metros de espesor.

Oviedo (1982) dató, por el método K/Ar sobre roca total, muestras provenientes de esta unidad, dispuestas en el tramo inferior del río La Leona, las que arrojaron valores de  $18 \pm 2$  Ma y  $12 \pm 3$  Ma (datos publicadas en Linares y González, 1990). Estas edades ubicarían este evento magmático dentro del Mioceno inferior a medio.

### **Basalto Baguales (21)**

#### *Basaltos olivínicos y pórfiros basandesíticos y andesíticos*

#### *Antecedentes*

Se agrupa con este nombre un conjunto de rocas lávicas que varían entre basaltos olivínicos vesiculares y porfíricos y pórfiros basandesíticos. Los mantos lávicos fueron descritos por Hauthal (1903) en el área de la meseta de las Vizcachas. Muñoz (1981, 1982) estudió las rocas del cerro Baguales desde la vertiente chilena, mientras que Nullo (1983) lo hizo del lado argentino, denominándolas Basalto Baguales.

Ardolino *et al.* (1999) mencionaron estas efusiones basálticas presentes en la meseta de las Vizcachas, sin diferenciar los distintos ciclos. Ramos (2002b) efectuó una síntesis de las efusiones en la Cordillera Patagónica. A estas rocas, sobre la base de los estudios de Muñoz (1982) y de Kilian *et al.* (1997), las separó en una sección basal más antigua, desarrollada por debajo de depósitos glaciares, de probable edad miocena, que es la que en este informe se denomina Basalto Baguales, y en una sección superior, asignada por Ramos (2002b) al Plioceno a quizás Pleistoceno, que aquí se denomina Basalto Vizcachas, sobre la base de estudios regionales de Cobos *et al.* (2010).

Ya a partir de los trabajos de Muñoz (1982) se reconocen dos eventos magmáticos en la meseta



de las Vizcachas, el más antiguo de naturaleza más alcalina que el más joven.

### *Distribución areal*

Los afloramientos de esta unidad se distribuyen a lo largo de la sierra Baguales en forma continua en ambos lados de la demarcación internacional argentino-chilena. En el extremo occidental de la sierra los asomos se disponen con orientación este-oeste, continuando hacia el este por los valles del río Bote y del cañadón del Italiano, y hacia el sur, donde constituye los cerros Tridente, Pináculo y Ciudadela (Fig. 23) y hasta la estancia La Verdadera Argentina, donde forma el pequeño cerro León (Fig. 24).

### *Litología*

La secuencia volcánica es espesa, principalmente en la sierra Baguales y en los cerros Tridente y Ciudadela, con potencias totales que varían entre 1000 y 1500 m, mientras que en los afloramientos más orientales no supera los 25 metros. Se observa un apilamiento de mantos lávicos, con una potencia individual de 8 a 10 m cada uno. Los mantos se disponen por arriba de la Formación Santa Cruz en forma discordante.

Muñoz (1982) y Kilian *et al.* (1997) determinaron dos secuencias dentro de la pila volcánica, de las cuales la inferior es la que aquí se asigna al Basalto Baguales. De acuerdo con los autores citados, esta sección está caracterizada por basaltos olivínicos porfíricos y amigdaloides, en los que se reconocen fenocristales de olivita, clinopiroxeno (augita), plagioclasa (labradorita a andesina cálcica) y escasos de anfíbol, en una base de textura intersertal o hialopilitica. Hay amígdalas rellenas con zeolitas.

En el cerro Moyano, atravesando la Formación Centinela, se advierte un cuello volcánico constituido por un pórfiro basandesítico oscuro que sobresale del paisaje aplanado de las secuencias sedimentarias. Al norte del Campo Anita, en la serranía, hay rocas basálticas oscuras en forma de filones concordantes entre el contacto de las formaciones Calafate y Río Leona. Numerosos diques subverticales, de variado espesor, se localizan en el sector del cerro Tridente al nordeste

de la estancia La Verdadera Argentina, y han sido mencionados por Muñoz (1982) en el sector chileno aledaño. En otros casos sólo queda el cuello de un aparato desmantelado y sus coladas asociadas, como en el Paso Verlika, donde la secuencia adquiere mayor espesor. Allí se suceden mantos lávicos de composición basáltica, de color negro en roca fresca y pátinas rojizas en superficie alterada.

El cerro León (Fig. 24), situado en el sudeste de la comarca casi en el límite con Chile, es una elevación baja, de formas redondeadas, compuesta por un pórfiro andesítico gris rojizo en superficie meteorizada, negro en corte fresco, en el que se observan grandes fenocristales de minerales félicos y de plagioclasas, así como algún nódulo ultrabásico de unos 6 cm de diámetro.

### *Ambiente*

Kilian *et al.* (1997), Ardolino *et al.* (1999) y Ramos (2002b) mencionaron la presencia de lavas riolíticas en la base de la secuencia, interpretándolas como producto de un proceso de subplacado con un posterior proceso de fusión cortical. Tanto los mantos basálticos inferiores como los campos lávicos de composición basáltica han sido interpretados como vinculados con una ventana astenosférica y formados por la colisión de dorsales activas en la trinchera oceánica (Ramos y Kay, 1992; Gorrington y Kay, 2001; Ramos, 2002a y b; D'Orazio *et al.*, 2004 y Kay *et al.*, 2004).

### *Relaciones estratigráficas y edad*

Los cuerpos porfíricos subvolcánicos de composición basandesítica constituyen los sectores más antiguos o raíces de este volcanismo; entre ellos se pueden citar los cerros Moyano, Elefante y Tridente y otros cuerpos menores. Una datación sobre roca total K/Ar del cerro Moyano arrojó un valor de  $16 \pm 1$  Ma (Linares y González, 1990).

Basándose en las características geoquímicas de la sección volcánica basal, Kilian *et al.* (1997) la correlacionaron con otras secuencias basálticas de *plateau* de la provincia de Santa Cruz, estimando una edad miocena, entre 15 y 10 Ma. Ramos (2002b)

también las asignó al Mioceno, criterio que es compartido por los autores de esta Hoja.

Debido al espesor de las secuencias lávicas y a que las dataciones radimétricas estuvieron encaminadas a la resolución de la edad de las glaciaciones, no se dispuso hasta tiempos muy recientes de fechados de los mantos basálticos más bajos de la secuencia. Dos muestras de la meseta de las Vizcachas aflorante en la vecina Hoja Paso Río Bote fueron datadas por Mejía *et al.* (2004) por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , obteniendo valores de 15,42 y 15,41 Ma, correspondientes al Mioceno inferior. Por su parte, también en la Hoja antes citada, Cobos *et al.* (2006) determinaron, por el mismo método, la antigüedad de otro basalto aflorante en la margen sur del cañadón del Italiano cuya edad fue de  $15,23 \pm 0,28$  Ma, muy similar a las anteriores.

De la misma manera, si se tienen en cuenta las relaciones estratigráficas se puede concluir que los términos más antiguos son del post Mioceno medio tardío, edad ésta correspondiente al techo de la Formación Santa Cruz, sobre la cual se apoyan en discordancia. Están cubiertos, en discordancia erosiva, por otras coladas basálticas, aquí asignadas al Basalto Vizcachas, de edad pliocena.

#### 2.4.3.2. Plioceno

##### **Basalto Vizcachas (22)**

*Basaltos olivínicos, brechas y pórfiros basálticos*

##### *Antecedentes*

Con este nombre se reconoce, basándose en los trabajos regionales de Cobos *et al.* (2006), una espesa sucesión de mantos lávicos basálticos que componen la mayor parte de la extensa meseta de las Vizcachas, cuya porción occidental se encuentra en la Hoja en estudio.

Inicialmente Feruglio (1944-45, 1949-50) describió con detalle los basaltos que están intercalados con depósitos glaciarios en la sección superior de la meseta del cerro del Fraile. En esta localidad, Fleck *et al.* (1972) realizaron dataciones en algunas de las coladas.

##### *Distribución areal*

Estos basaltos constituyen la parte superior de la gran meseta de las Vizcachas (Fig. 25), que se desarrolla fundamentalmente al este de la Hoja, así como los mantos lávicos que coronan los cerros del Fraile (Fig. 10), Mesa de Truco y otros más pequeños, situados al noroeste de la meseta principal, de la que se encuentran separados por valles profundos.

##### *Litología*

En el cerro del Fraile se ha reconocido (Fig. 10), ya a partir de Feruglio (1944-45), una secuencia casi horizontal formada por unos 5 o 6 mantos basálticos, separados por depósitos morénicos y fluvio-glaciares, con un espesor de conjunto de 80 a 160 metros.

Las coladas están integradas por basaltos macizos a microvesiculares, que en la base y en la parte superior se hacen marcadamente escoriáceos. Si bien en algunos sectores la disyunción columnar subvertical es manifiesta, prevalece siempre el lajamiento horizontal, con formación de lajas de hasta 50 cm de potencia, que por lo general se disponen en la sección superior de las coladas. El espesor individual de los distintos mantos varía entre dos a tres metros, hasta más de 20 m los más potentes.

En los mantos superiores es más frecuente la presencia de olivina (Muñoz, 1982; Nullo, 1983) que en muchos casos constituye verdaderos nódulos, de varios centímetros de diámetro.

Los decímetros superiores del till que forma las morenas intercaladas con estas lavas, son mayormente limosos, están endurecidos y tienen color rojizo a castaño por el efecto térmico producido por las coladas.

Las basaltos provienen de conductos volcánicos de reducido tamaño claramente individualizados en el área de las planicies lávicas, como el cerro del Fraile, donde aflora un pórfiro basáltico oscuro a modo de cuello volcánico, asociado con los mantos de basaltos.

En algún sector de la meseta del cerro del Fraile se han reconocido brechas volcánicas, de varios metros de espesor (hasta 20 m) integradas por trozos angulosos de basaltos (a veces grandes

bloques de un metro) englobados por una matriz vítrea y tobácea gris amarillenta.

### *Ambiente*

Kilian *et al.* (1997), Ardolino *et al.* (1999) y Ramos (2002b) se refirieron a las lavas basálticas más jóvenes, aquí asignadas al Basalto Vizcachas, las que fueron interpretadas como derivadas de una fuente en el manto, contaminada en grado variable por fluidos producidos por la placa Antártica durante el proceso de subducción.

### *Relaciones estratigráficas y edad*

El Basalto Vizcachas está en discordancia erosiva sobre las coladas del Basalto Baguales. Por su parte, en el cerro del Fraile se intercala entre depósitos glaciarios del Neógeno tardío.

Las lavas asociadas con depósitos glaciarios en el cerro del Fraile fueron datadas fundamentalmente para determinar la edad de las glaciaciones. Mercer (1969) obtuvo edades K/Ar sobre roca total, entre  $3,2 \pm 1$  y  $1,7 \pm 0,5$  Ma, mientras que del trabajo de Fleck *et al.* (1972) se cuenta con otras siete dataciones por el mismo método, con valores que varían entre  $2,06 \pm 0,01$  y  $1,03 \pm 0,05$  Ma. Sobre la base de las dataciones de las coladas que se ubican en el techo de la secuencia, las efusiones basálticas fueron asignadas al Plioceno inferior a superior (Mercer, 1970 y 1976; Fleck *et al.*, 1972; Rabassa *et al.*, 1996).

## 2.4.4. NEÓGENO – CUATERNARIO

### **Depósitos glaciarios del Neógeno tardío - Pleistoceno inferior (23)**

#### *Till, gravas y arenas*

Los depósitos sedimentarios glaciarios del Plioceno superior (y quizás del Mioceno más alto) están presentes en varias localidades de la provincia de Santa Cruz, como en los lagos Argentino, Viedma y Buenos Aires. Los afloramientos del lago Argentino fueron descritos inicialmente por Feruglio (1944-45; 1949-50) en forma detallada, quien los clasificó como tills y depósitos fluvio-glaciarios. Estos depósitos están intercalados

con coladas de composición basáltica, correspondientes al Basalto Vizcachas, en la sierra Baguales y en el cerro del Fraile (Nullo, 1983).

Hacia el norte de la comarca, en el lago Buenos Aires, los depósitos glaciarios y fluvio-glaciarios más antiguos fueron identificados por Caldenius (1932) dentro de su estadio Inicialglacial, por Fidalgo y Riggi (1965) y por Morner y Sylwan (1989). En esta localidad, el Drift Pluma y parte del Drift Botello se formaron en la época geomagnética Matuyana (2,46 a 0,7 Ma) correspondiente al Plioceno superior.

Estos depósitos sedimentarios de origen glaciar demuestran la existencia de cuerpos de hielo, pertenecientes a una importante y tal vez extensa glaciación desarrollada durante el Plioceno inferior en varios lugares de la Patagonia.

En esta comarca, los depósitos asignados a esta unidad se hallan intercalados en el cerro del Fraile (Fig. 10) y en los sectores altos situados al norte de la estancia La Querencia, al norte del lago Argentino, (no mapeados por razones de escala). En todos los casos se trata de depósitos de till, con clastos estriados, de muy poco espesor.

El cierre de las morenas frontales de estos depósitos se encontraría fuera de esta comarca, hacia el este, probablemente en las márgenes del valle del río Santa Cruz.

Esta glaciación comenzó probablemente en el Mioceno superior (Mercer, 1982; Mercer y Sutter, 1982) como consecuencia de los cambios ambientales globales, la presencia de la corriente Circumpolar Antártica y la elevación de la Cordillera Patagónica. Se inició probablemente en las áreas montañosas y llegó a cubrir gran parte de la Patagonia hacia el Pleistoceno temprano (Rabassa, 1999).

Las dataciones radimétricas (K/Ar) y los estudios paleomagnéticos realizados por Mercer (1970 y 1976) al sur del lago Argentino, arrojaron valores de 4,5 y  $3,48 \pm 0,09$  Ma, ubicando los mantos de basaltos y estos depósitos sedimentarios coetáneos en el Plioceno inferior. En la misma área, los términos superiores de la secuencia lávica con intercalaciones de materiales glaciarios dieron edades de  $2,00 \pm 0,01$  y  $1,03 \pm 0,05$  Ma.

También se incluyen bajo esta denominación, los depósitos ubicados en ambas márgenes del lago Argentino en niveles topográficos más altos, entre

los cuales se han reconocido escasos depósitos de till, y otros ubicados al sur de la meseta de las Vizcachas.

Todas estas manifestaciones corresponderían a las glaciaciones más antiguas (Pre-GGP) y a la Gran Glaciación Patagónica (GGP) de Rabassa y Coronato (2002), y serían equivalentes al Inicialglacial de Caldenius (1932), al Sistema externo de Feruglio (1944-45), a la Glaciación Pampa Alta de Strelin (1995) y al Glacial Period VI de Schellmann (1998).

## 2.4.5. CUATERNARIO

### 2.4.5.1. Pleistoceno

#### **Depósitos de morenas antiguas (24)**

*Till (gravas, arenas, limos, arcillas y bloques)*

Las morenas frontales, laterales y de fondo, correspondientes a este episodio, están caracterizadas por grandes acumulaciones de till. En algunos sitios, como en los arcos morénicos del cierre del lago Argentino (puente sobre el río Santa Cruz, al este de la Hoja), la composición es de gravas y arenas. En ciertos sectores se intercalan depósitos eólicos de poco espesor, integrados por arenas seleccionadas con su estratificación característica. Los depósitos morénicos que guardan la morfología de arco son los frontales y los laterales. En esta Hoja uno de los ejemplos característicos está dado por los que circundan el lago Argentino. El cauce del río La Leona los ha erosionado y allí se observa con nitidez la secuencia sedimentaria. Estos corresponderían al evento conocido como Última Glaciación (Rabassa y Coronato, 2002).

También hay arcos morénicos con depósitos de till grueso en el sur de la comarca formando parte de las estribaciones situadas al sur de la sierra de los Baguales, en el sector del río Vizcachas (Fig. 23). Podrían corresponder al Daniglacial de Caldenius (1932) o Post GGP 2 de Rabassa y Coronato (2002). Los más jóvenes, situados en el valle del río Vizcachas en el límite sur de la Hoja, formarían parte del evento Post GGP 3 o Gotiglacial (Caldenius, 1932; Malumián *et al.*, 2000; Rabassa y Coronato, 2002).

La edad de estos episodios glaciarios se atribuye al Pleistoceno medio a, quizás, superior, de acuerdo con estudios geomorfológicos regionales (Rabassa, 1999).

#### **Depósitos de morenas modernas (25)**

*Till (gravas, arenas, limos, arcillas y bloques)*

Depósitos de till generados como producto del retroceso glaciario se hallan más al oeste que la unidad anterior. Se observan principalmente en los cierres frontales del brazo Rico y en el área de Puerto Banderas y Punta Ciervos. Se trata de acumulaciones de material poco diagenizado, formadas por clastos de varios centímetros de diámetro, redondeados, en parte estriados, con una matriz arenosa gruesa. En el cierre del brazo oriental del lago Roca, el arco se presenta bien delimitado, apoyándose al sur en el cordón de los Cristales y al norte en la sierra Buenos Aires. Fueron previamente descritos por Caldenius (1932), Feruglio (1944-45), Furque (1973) y Strelin y Malagnino (2000).

Se reconocieron morenas laterales al sur de la estancia Lago Roca, compuestas por un till grueso. Allí también se observan bloques erráticos de gran tamaño, de más de 3 m de lado (Fig. 26).

Este episodio de retroceso glaciario ha sido reconocido como una etapa Tardiglacial (Malagnino y Strelin, 1996; Rabassa, 1999; Rabassa y Coronato, 2002) dentro del Pleistoceno superior alto, entre los 16 y 10 ka A.P.

### 2.4.5.2. Pleistoceno-Holoceno

#### **Depósitos glacialacustres (26)**

*Limos, arcillas y arenas*

Estos depósitos están caracterizados por sedimentos finos, como limos y limos arcillosos, dispuestos en forma de varves, que afloran en varios lugares de la comarca, principalmente asociados a los bordes de los lagos. Se observan intercalaciones de bancos delgados de arenas con estratificación entrecruzada y granulometría granodecreciente.

Los afloramientos más conspicuos se localizan en el área de Punta Ciervos, en la bahía Tranquila, donde prevalecen las secuencias rítmicas de

sedimentos finos, que en parte son removilizados por el fuerte viento imperante en ese sector.

En el sector oriental del brazo Rico, la actividad recurrente de embalse y ruptura del glaciar Perito Moreno mantiene activa esta sedimentación de arenas y limos, la que se hace visible con las bajantes abruptas del lago debidas al colapso del dique natural.

Los sedimentos más antiguos de esta naturaleza se disponen al sur del área, en el valle del río Vizcachas y en el sector de la laguna Palique. Al sur de esta comarca, Caldenius (1932) contó 101 varves alternantes (Malumián *et al.*, 2000).

Los depósitos clásticos algo más gruesos, removilizados, están situados a ambos lados del lago Argentino. Están bien expuestos en los cortes de los tributarios que llegan al lago, como los de los ríos Calafate y Centinela al sur, y de las Hayas al norte, junto con arroyos de menor caudal que se expanden en la playa al llegar al cuerpo de agua.

Estas acumulaciones se habrían generado entre el Pleistoceno y el Holoceno, pero no se cuenta aun con métodos para precisar concretamente su edad.

#### 2.4.5.3. Holoceno

##### **Depósitos eólicos (27)**

###### *Arenas finas*

En varios sectores de la comarca se hallan acumulaciones de arenas, producto de la acción eólica. Son alargadas y están situadas a barlovento de los depósitos de till removilizados, de donde se extrae la mayor cantidad de arena de alta selección.

Uno de los depósitos más característicos se dispone al este de la región, en el cierre del lago Argentino, donde las acumulaciones componen médanos activos, movilizados constantemente en momentos de mayor actividad del viento.

##### **Depósitos de asentamientos (28)**

###### *Bloques, gravas y arenas*

En el sector oriental de la comarca se disponen espesas secuencias basálticas, como en la sierra Baguales y en las mesetas que continúan hacia el este, como las del Bote, del Italiano y de las Vizcachas. Estos mantos lávicos, que descansan

sobre las sedimentitas friables de la Formación Santa Cruz, en su periferia muestran una orla de materiales que se desprenden por gravedad y se acumulan en la ladera y en el fondo de los valles. Los materiales caen inicialmente efectuando movimientos rotacionales a favor de la pendiente, para luego dispersarse sobre el final de la ladera y comienzo de las angostas planicies aluviales.

El material clástico está constituido casi exclusivamente por basaltos con tamaños que van desde bloques a arenas gruesas, poco seleccionados y sin redondeamiento.

El espesor de estos depósitos es de pocos metros, ya que los sistemas fluviales se encargan de exportarlos del área, y la gravedad, mediante un proceso constante, ocasiona su deslizamiento por las laderas hacia el fondo de los valles. Estos materiales se asignan al Reciente y Actual.

##### **Depósitos de planicies aluviales (29)**

###### *Rodados, gravas, arenas gruesas a finas, limos y arcillas*

En las planicies aluviales y cauces de los ríos y arroyos se disponen sedimentos de tamaño variado, producto de la erosión y depositación hídricas. Este material se encuentra en tránsito y está en continua movilidad dada la fuerza del agua en los ríos y arroyos.

Los depósitos están compuestos por gravas de tamaño muy grueso a grueso, cantos rodados en los sectores más distales, y arenas medianas en las playas donde desembocan los ríos.

La potencia de esta cubierta es muy escasa ya que en la mayoría de los casos los cauces de los ríos y arroyos están excavados en afloramientos rocosos y el tránsito es sobre ellos, por lo que no es posible el desarrollo de grandes espesores de materiales móviles.

### **3. ESTRUCTURA**

#### **Fases diastróficas**

En la región, la primera deformación de la que se tiene registro es la neopaleozoica, que produjo el metamorfismo de las sedimentitas acrecionadas en el borde occidental. Esta deformación del margen activo posiblemente estuvo relacionada con la

instalación de un arco magmático, el que a partir del incremento en el desarrollo de la subducción del margen occidental de Gondwana provocó el emplazamiento de cuerpos magmáticos de igual edad, no expuestos en este sector austral cordillerano (Forsythe, 1982).

Estas condiciones de actividad del borde gondwánico se mantuvieron hasta por lo menos el Triásico superior, momento en el que comenzaron a producirse esfuerzos extensionales dentro de la placa continental sudamericana.

A partir de esa época se generaron en la comarca procesos de *rifting*, que dieron lugar a la formación de la Cuenca Austral en el área continental. Las dataciones radimétricas en las rocas volcánicas, tanto del Macizo del Deseado como de la faja plegada expuesta, arrojan valores que las ubican en el Bajociano (Uliana y Biddle, 1988). Estos esfuerzos extensionales continuaron posteriormente dando como resultado cuencas independientes que, por colmatación, se constituirían una sola.

A continuación se desarrolló un hundimiento térmico que abarcó buena parte del Cretácico. No se comprobaron movimientos diastróficos importantes durante este tiempo, aunque a partir de los 100 a 90 Ma se produjeron los primeros emplazamientos del Batolito Patagónico en la denominada etapa Patagónica (Nullo y Otamendi, 2002).

En la comarca estudiada se registró el segundo episodio diastrófico de la etapa Patagónica (Cenomaniano superior - Coniaciano inferior) determinado por la actividad desarrollada durante la depositación de las secuencias turbidíticas (Winn y Dott, 1977, 1978; Winslow, 1981, 1983; Biddle *et al.*, 1986, Wilson, 1991).

Durante el Cenozoico tuvo lugar el Ciclo Ándico, que puede ser dividido en los acontecimientos ocurridos durante el Paleógeno y el Neógeno. El ciclo Paleógeno está marcado por una intensa actividad relacionada con la colisión de dorsales activas durante el Eoceno (Cande y Leslie, 1986) en el borde occidental de la cuenca que afectó los terrenos dispuestos al este, aquí involucrados. Estos episodios produjeron una deformación que comenzó a estructurar la Cordillera Patagónica en este sector, y probablemente correspondan a la Fase Incaica del

Eoceno superior. Durante el ciclo Neógeno (Godeas *et al.*, 1989) continuó la deformación del frente plegado, asociado con la colisión de otra dorsal durante el Mioceno, en este caso aparentemente de forma más intensa que en la etapa anterior. Si se tiene en cuenta la discordancia que se halla en el techo de la Formación Santa Cruz, se puede ubicar aquí la Fase Quéchuica. Con posterioridad a este evento, la deformación continuó con menor intensidad hasta nuestros días. Estos ciclos de deformación se encuentran interrumpidos y asociados con procesos magmáticos con derrames basálticos, los que permitieron su datación y determinaron su actividad.

### Características estructurales

Desde el punto de vista tectónico, la región fue caracterizada como una faja plegada con una complicada estructura en el sector oeste cordillerano, como fuera detallado inicialmente por Nullo *et al.* (1978) al norte de esta comarca.

La estructura de la región es más compleja en el sector occidental que en el oriental. Esta diferencia ha sido descrita en detalle por Kraemer (1993, 1994), Kraemer y Riccardi (1996) y Kraemer *et al.* (2002). Toda el área queda comprendida en la faja plegada y corrida. Casi todas las unidades mapeadas están plegadas y deformadas.

En el flanco oeste de la comarca se dispone un importante corrimiento que pone en contacto volcanitas del Complejo El Quemado sobre sedimentitas de la Formación Cerro Toro, en el sur de la comarca, mientras que en el norte, las volcanitas se montan sobre rocas pelíticas de la Formación Río Mayer. Este rasgo tectónico ha sido denominado en el norte Corrimiento Upsala (Kraemer *et al.*, 2002).

A partir de este corrimiento, hacia el este hay dos retrocorrimientos con un ángulo de despegue bajo y vergencia al oeste. El occidental está ubicado en el arroyo de Las Hayas al norte del lago Argentino y generó el cabalgamiento de las pelitas de la Formación Cerro Toro sobre el Complejo El Quemado y la Formación Río Mayer, mientras que el otro retrocorrimiento se halla aproximadamente en la traza del arroyo Horqueta y pone en contacto la Formación Alta Vista sobre la Formación Cerro

Toro. Entre el corrimiento occidental (Corrimiento Upsala) y este último retrocorrimiento (arroyo Horqueta) los pliegues de deformación son apretados, como puede observarse en el cerro de los Fósiles y en los del sur del área, mientras que hacia el este los pliegues comienzan rápidamente a atenuarse. En el este de la comarca, los estratos están casi horizontales.

Una estructura que compensa la deformación del frente plegado se dispone en el arroyo El Turbio, de la que sólo la parte sur penetra en el ámbito de la Hoja. Esta falla transcurrente fue así interpretada por Massabie (1990).

En el rincón sureste de la Hoja solo se observan suaves inclinaciones en el área del río Vizcachas.

#### 4. GEOMORFOLOGÍA

Los procesos geomorfológicos actuantes en el área estudiada han sido de variada naturaleza y provocaron modificaciones constantes en el relieve. El agente modelador más importante fue el glaciario.

Las sedimentitas mesozoicas predominan entre todas las rocas aflorantes y el tectonismo andino las ha expuesto durante la mayor parte del Cenozoico. La generación de este relieve ha determinado que los fenómenos erosivos prevalecieron sobre los acumulativos. La glaciación actuó en la región por largos períodos, con avances y retrocesos, y continúa hasta nuestros tiempos en el sector oeste de la zona. A esto se suman los procesos gravitatorios y eólicos, los que pueden alcanzar gran intensidad en algunas oportunidades.

Desde el punto de vista descriptivo, el paisaje de la zona es principalmente de tipo cordillerano, dominado por elevaciones importantes y profundos valles glaciarios de tipo alpino. El occidente de la Hoja está cubierto por campos de hielo que conforman el sector austral del Campo de Hielo Patagónico Sur que la Argentina comparte con Chile. Las alturas predominantes dentro de esta masa de hielos son las de los cerros Bolados (2800 m), Onelli (2620 m), Peineta (2450 m), Negro (2200 m), Inmaculado (2343 m), Mayo (2380 m), Paredón (2256 m), Pietrobelli (2950 m), Cervantes (2380 m) y Stokes (2060 m) por el sur. En la parte central de la comarca se emplaza el lago Argentino que ocupa una importante superficie. En su sector oeste existe un gran número de brazos elongados que confluyen, al este, hacia el cuerpo de

agua central. Los más importantes son los brazos Upsala (Fig. 3), Spegazzini, bahía Cristina, seno de Mayo, canal de los Témpanos y brazos Rico y Sur, todos ellos comunicados entre sí.

Hacia el sureste, el paisaje tiene menor altura que en el oeste del lago Argentino, sobresaliendo un grupo de cerros y serranías, la sierra Baguales, que conforma el límite con Chile y cuyas diferencias topográficas relativas son escasas. Allí dominan las abras o pasos que no se destacan mucho del relieve positivo de los cerros. Los más importantes son los pasos Baguales, Bandurrias y Verlika. También se encuentran retazos de mesetas basálticas como las del Fraile (Fig. 10) y Mesa de Truco y otras menores en el límite internacional.

Al norte del lago, el relieve también presenta menores desniveles. La zona alta muestra una nivelación importante, constituyéndose en un paisaje de tipo mesetiforme, aunque con la ausencia de derrames lávicos. Las alturas mayores son las del cerro Loyola (1267 m) y de otros cerros innominados, con 1181 m y 912 metros.

El tercio oriental del área está dominado también por el relieve mesetiforme, tanto al norte como al sur del lago Argentino. Una de las mesetas más importantes es la de las Vizcachas (Fig. 25), con los cerros Verlika (1882 m), Pináculo (2160 m) y Tridente (1940 m, Fig. 23).

Los sectores circundantes del lago y sus correspondientes brazos tienen alturas menores, con un promedio entre 200 y 180 m s.n.m., que disminuye hacia el nacimiento. Al sur del área, en el sector de la laguna Dulcinea y en un tramo del río Vizcachas, las alturas promedio son de 300 metros.

Salvo el ángulo suroccidental de la Hoja, la red de drenaje es de vertiente atlántica, y aporta al sistema del río Santa Cruz. Son numerosos los afluentes que llevan sus caudales al lago Argentino; uno de los más importantes es el río La Leona, proveniente del lago Viedma, que desagua cerca del nacimiento del río Santa Cruz. Otro curso significativo es el río Bote, con las cabeceras en la sierra Baguales y en las mesetas del Italiano y del Bote, que vierte sus aguas en el río Santa Cruz, fuera de los límites de la zona en estudio.

Por el oeste, los brazos del lago reciben numerosos glaciares de diferente magnitud, que vuelcan el hielo dentro del espejo de agua. Entre los mismos, se puede citar los glaciares Upsala (Fig. 3, 902 km<sup>2</sup>), Agassiz



Figura 26. Bloque errático de una morena frontal tardioglacial dentro de la estancia Lago Roca.

(50 km<sup>2</sup>), Onelli (84 km<sup>2</sup>), Spegazzini (137 km<sup>2</sup>), Mayo (45 km<sup>2</sup>), Ameghino (76 km<sup>2</sup>), Moreno (foto de tapa, 258 km<sup>2</sup>) y Frías (48 km<sup>2</sup>). Suman en total 1600 km<sup>2</sup> (Skvarca, 1999). Estos cuerpos de hielo desprenden sus témpanos en el extenso y profundo lago Argentino que se constituye en un gran reservorio de agua que es usada para riego. El lago desagua en el Atlántico por medio del río Santa Cruz, en el que está programado la construcción de una represa en la localidad de Cóndor Cliff, al este de la Hoja, para proveer energía hidroeléctrica. Estos recursos son esenciales para el desarrollo económico de las regiones semiáridas de la provincia de Santa Cruz, donde la precipitación media es de sólo 200 mm/año. La zona de los glaciares representa una fuente de ingresos cada vez mayor por el creciente desarrollo turístico.

Los cuerpos de hielo aportan datos para el estudio del cambio global. El caudal hídrico tributado por los lagos Argentino y Viedma contribuye al aumento global del nivel del mar (Aniya, 1999 y Aniya *et al.*, 2000), estimándose que ambos campos de hielo, que suman 17.200 km<sup>2</sup>, perdieron unos 825 ± 320 km<sup>3</sup> de hielo desde 1945 hasta 1996. Esto implica una contribución al aumento del nivel del mar de 1,93 ± 0,75 mm en 51 años, o sea el 3,6 % del cambio total de ese nivel (Skvarca, 1999).

Al sur de la meseta de las Vizcachas el colector principal es el río Vizcachas, que corresponde a la vertiente pacífica. En la Hoja se hallan sus cabeceras y las de afluentes menores como la zanja Honda.

#### 4.1. LOS FENÓMENOS GLACIARIOS

Los rasgos topográficos descriptos con anterioridad se pueden observar claramente en el mapa geológico adjunto. Sin embargo, para analizar y representar la evolución del paisaje glaciario a través del Cenozoico tardío, en el esquema geomorfológico que acompaña al mapa geológico, se han marcado principalmente las unidades glaciarias y la temporalidad del evento. La secuencia del englazamiento ha surgido de numerosos estudios llevados a cabo en la zona por diferentes investigadores según se detallará más adelante, sintetizados en Nullo *et al.* (2002).

##### *Antecedentes*

Los estudios de las glaciaciones más modernos comenzaron con Caldenius (1932), quién describió para la Patagonia un avance



**Cuadro 2.** Edades y unidades glaciarias en el área del lago Argentino (modificado de Rabassa y Coronato, 2002, comparado con el esquema de otros autores).

Rabassa y Coronato (2002)	Edad	Edad Radimétrica	Strelin y Malagnino (1996)	Schellmann (1998)	Caldenius (1932)
Tardiglacial	Pleistoceno superior	16-10 ka AP			
Última Glaciación		18-20 ka AP		Glacial Period I	Gotiglacial
Último interglacial		>93 <150 ka AP			
Post GGP 3	Pleistoceno medio alto		El Tranquilo Etapa I	Glacial Period II	
Post GGP 2		>128 ka AP	Arroyo Verde Etapa I y II	Glacial Period III	Daniglacial
Post GGP 1		>710 ka AP	Cerro Fortaleza	Glacial Period IV	
GGP	Pleistoceno temprano	1-1,1 Ma AP	Chuñi Aike, La Fructuosa	Glacial Period V	Inicioglacial
Pre GGP	Pleistoceno temprano a Mioceno tardío	2,3-3,5 Ma a 5-7? Ma AP	Pampa Alta	Glacial Period VI	

glaciar extenso y antiguo y tres avances menores relacionados con la Última Glaciación. A partir de la investigación de los varves en sedimentitas glacialacustres intentó la correlación de los depósitos morénicos de la Patagonia con los de la península Escandinava, estableciendo cuatro sistemas morénicos: el Inicioglacial más externo y erosionado, que abarcaría una o varias glaciaciones anteriores a la última, y tres sistemas internos: Daniglacial, Gotiglacial y Finiglacial, que fueron interpretados como sucesivos estadios de la Última Glaciación y equiparados con los sistemas morénicos del retroceso glacial presentes en Escandinavia (cuadro 2).

Feruglio (1944-45) estudió las morenas intercaladas con basaltos en el cerro del Fraile y asignó con exactitud dichos depósitos al Plioceno. Más tarde, Feruglio (1949-50) identificó un sistema de depósitos morénicos, poco visible, que

correspondería a una o varias glaciaciones antiguas, situado en la zona externa del lago. Este autor también señaló un sistema interno, compuesto por tres a cuatro arcos morénicos, ubicados en el fondo de los valles. Este sistema se habría iniciado mediante un primer avance seguido por un retroceso pronunciado. El segundo avance habría sido de menor magnitud y su retroceso se habría producido mediante dos pulsaciones. Por último, en tiempos post glaciales, se habría generado un tercer avance de menores dimensiones que depositó morenas, distantes entre 25 y 50 km del hielo actual.

Investigaciones posteriores, como las de Mercer (1969, 1976), dieron a conocer dataciones de los basaltos que están intercalados con los depósitos morénicos en el cerro del Fraile. Rabassa y Clapperton (1990), Meglioli (1992), Clapperton (1993), Malagnino (1995), Strelin (1995), Mc Culloch *et al.* (1997), Rabassa (1997, 1999),

Rabassa *et al.* (1997, 1999), Strelin *et al.* (1999), Coronato *et al.* (1999, 2001), Strelin y Malagnino (2000), Malumián *et al.* (2000) y Rabassa y Coronato (2002), entre otros investigadores, llevaron a cabo observaciones relacionadas con las antiguas glaciaciones del Cenozoico superior y sus depósitos asociados, y con la geomorfología resultante de las glaciaciones más recientes.

### *Geoformas glaciarias*

Las secuencias glaciarias del Cenozoico tardío desarrolladas sobre áreas continentales en el Hemisferio Sur, más precisamente en el ámbito de la provincia de Santa Cruz, constituyen una de las más completas y conocidas de la actualidad en la Argentina y probablemente en el mundo. Sus depósitos, lagos y ríos asociados fueron mapeados en detalle por numerosos autores a lo largo de la extensa Cordillera Patagónica.

El área de la Hoja ha sido modificada principalmente por la acción de los sucesivos eventos glaciarios generados entre el Mioceno superior, con dudas, y el presente. Sus resultados se observan tanto en las geoformas como en sus depósitos y en la existencia de masas activas de hielo en la actualidad.

Sobre la base del estudio geomorfológico de la región se han determinado varios episodios de actividad glaciaria que dejaron sus huellas en el modelado del paisaje. Los eventos registrados pueden ser analizados desde el punto de vista de la erosión y de la depositación.

Se han determinado diferentes planos o superficies de erosión que representan las sucesivas etapas de actividad glaciaria. El evento erosivo glaciario más antiguo se halla, aproximadamente a 1000 m s.n.m., coincidente con el plano del cerro del Fraile, conectándose fuera de los límites de la Hoja, con superficies de menor altura, debido al desplazamiento de las lenguas glaciarias hacia cotas menores. Los depósitos correspondientes con este episodio coinciden con los descritos por Feruglio (1944-45) intercalados con las lavas basálticas de dicho cerro. En la cota de 500 m sobre el nivel del mar se puede divisar otro plano de erosión que corresponde a un proceso glaciario más joven, coincidente con un retroceso glaciario. En ambos eventos erosivos, los arcos morénicos generados

están situados hacia el este, fuera de los límites de la comarca estudiada. Estas dos grandes superficies de erosión se registran tanto al sur como al norte del lago Argentino, sitios en los que también se han podido observar depósitos morénicos a esas alturas, como el que se halla en los faldeos próximos a la estancia Quién Sabe, en la margen sur del lago, y el de la estancia La Querencia, al norte.

Numerosos sectores de la comarca permanecieron fuera de la acción glaciaria, inclusive de la de mayor envergadura, dejando un paisaje de agujas y cerros agudos que alcanzan una altura promedio que supera los 1000 m sobre el nivel del mar. Este paisaje es más visible en los sectores occidentales, donde la glaciación actual permite observar claramente este nivel.

Dentro del paisaje más moderno sobresalen los arcos morénicos del cierre del lago Argentino, en el sector del nacimiento del río Santa Cruz, constituidos por cuerpos de till, con clastos estriados de tamaño variado y sin selección.

Uno de los exponentes más jóvenes de la glaciación se halla en el área de Puerto Banderas y en el cierre del brazo Rico, donde se advierten arcos morénicos que se apoyan sobre ambas márgenes. Strelin y Malagnino (2000) describieron detalladamente estas geoformas y determinaron tres estados de acumulaciones de morenas denominados Morenas Puerto Banderas I, II y III. Las morenas laterales están expuestas en las laderas de los valles glaciarios. Estos depósitos internos han sido interpretados como un nuevo avance de la glaciación, que, una vez depositadas las morenas terminales, se retrajo mediante dos episodios más de desenglazamiento. Las geoformas se advierten desde Puerto Banderas hasta Punta Ciervos, dando la morfología glaciaria característica. El cierre norte está sobre el lago Argentino, casi paralelo a la costa actual, llegando hasta la estancia El Sosiego.

En la región del brazo Rico, los depósitos pueden verse al sur del lago Roca, al pie del cordón de los Cristales, entre las estancias Nibepó Aike y Chorrillo Malo. Un retroceso más joven se halla a la altura de la estancia Perito Moreno. El brazo más externo se apoya por el norte en la península Magallanes, cercano a la estancia Los Ventisqueros.

En el sector sur de la región se localiza la geoforma glaciaria del sur de la meseta de las Vizcachas. En el área del río Coyle, Caldenius

(1932) identificó cuatro avances glaciarios. Un arco externo erosionado o Morenas del Río Coyle (equivalente a su Inicioglacial); otro mejor preservado que denominó Morenas de Tapi Aike; otro más interno llamado Morenas del Río Vizcachas, que está situado aproximadamente a los 300-400 m s.n.m. y por último las Morenas del Lago Sarmiento integradas por geoformas de hasta 35 m de altura, ya en territorio chileno.

Para el sector norte de la cuenca superior del río Coyle, Strelin (1995) y Strelin *et al* (1999) denominaron los arcos morénicos de las glaciaciones extraandinas como Glaciación Librún, a una altura de 375 m s.n.m., y la correlacionaron con la Glaciación La Frutuosa del lago Argentino, sobre el río Santa Cruz.

Malumián *et al.* (2000) mantuvieron el esquema de Caldenius (1932) para describir la actividad glaciaria del sector situado al sur del área aquí estudiada. Describieron las morenas del río Vizcachas en forma de arco y un relave externo que tiene como marco la meseta de las Vizcachas por el norte y a la cordillera Chica por el sur. En una etapa posterior se produjo el retiro del hielo dando lugar al desarrollo de un lago glaciario. Su culminación generó el paleorío Vizcachas y, como evento póstumo, el emplazamiento del actual lago Sarmiento, en territorio chileno.

Las morenas más modernas se hallan en áreas cercanas a los centros glaciares actuales, al oeste de la comarca. Se han identificado depósitos morénicos en los valles glaciarios asociados con los frentes de hielo o como morenas laterales debido al retiro de las lenguas glaciarias. En este trabajo, por la escala y para priorizar el mapeo de las unidades más antiguas, no se han representado en el mapa geológico, pero sí se han señalado en el esquema geomorfológico. En algunas áreas de la comarca se han reconocido varios ciclos morénicos.

En el sector de la península Herminita se observan varios arcos morénicos que representan distintos pulsos de retiro del hielo, asociados con el glaciar Upsala. En esta localidad, Malagnino y Strelin (1996) detallaron los diferentes depósitos morénicos y analizaron su composición, edad y comportamiento vinculados con los retrocesos de la lengua glaciaria. Estos autores identificaron cuatro tipos de depósitos asociados con las últimas etapas glaciarias o neoglaciares.

El resto de los depósitos morénicos, debido a la proximidad de las lenguas glaciarias actuales y a que los retrocesos glaciarios deben haber sido similares y concomitantes en toda la región, se han equiparado con estos arcos morénicos. Así, se observan morenas modernas en las lagunas Frías y Mayo, en el brazo Sur, en el seno de Mayo, en el canal Spegazzini, en la bahía y laguna Onelli, en el brazo Upsala y en el canal de la Olla, entre los más destacados. En el interior del hielo continental se han determinado otros depósitos menores, por medio de la interpretación aerofotográfica.

### *Lenguas glaciarias actuales*

Al oeste de la Hoja, desde el Campo de Hielo Patagónico Sur descienden hacia los distintos brazos del lago Argentino numerosas lenguas glaciarias. Se hará referencia a los dos glaciares más estudiados, el Perito Moreno y el Upsala, ya que los otros, menores, no tienen estudios tan detallados o carecen de ellos.

El glaciar Perito Moreno está situado al oeste de la península Magallanes y es muy conocido por la mecánica de endicamientos transitorios, seguidos por rupturas y desbordes periódicos del lago Argentino. Hauthal (1904) advirtió por primera vez que, en 1899, la posición del frente de hielo se encontraba aproximadamente a 750 m de la península Magallanes. De acuerdo con la información disponible, el glaciar estuvo avanzando desde fines del siglo XIX hasta el año 1917, cuando se produjo el primer cierre seguido de una ruptura. Desde entonces hasta la fecha, el glaciar está estacionario, con fluctuaciones máximas registradas del orden de los 500 m (Aniya y Skvarca, 1992).

El glaciar Upsala tiene una superficie de 902 km<sup>2</sup> (Aniya *et al.*, 1996) y está localizado, casi en su totalidad, fuera de los límites de la comarca. Sin embargo, la descarga tiene lugar en el brazo homónimo, en el noroeste de la Hoja. La lengua glaciaria fluye de norte a sur a lo largo de 60 km de longitud desde la divisoria de hielos Viedma-Upsala hasta el lago Argentino. Un dato interesante es el comportamiento del glaciar desde mediados del siglo XIX hasta el presente. En ese lapso se ha calculado que perdió 11,9 km<sup>2</sup> y retrocedió a una tasa de 0,29 km<sup>2</sup> a<sup>-1</sup> (Aniya *et al.*, 1997). En el período 1986-96, la pérdida fue de 7,77 km<sup>2</sup> a

una tasa promedio de  $0,71 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  y entre 1996 y 2000 (Skvarca, 1999) la pérdida alcanzó  $4,78 \text{ km}^2$ , a una tasa de  $1,36 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ . Estudios recientes llevados a cabo por Naruse y Skvarca (2000) demuestran que las variaciones de la lengua principal del glaciar Upsala durante la década del 80 fueron controladas por la topografía del lago, y que los glaciares templados que terminan en agua dulce pueden flotar.

### *Edad de las glaciaciones*

En el área de la comarca estudiada, en el cerro del Fraile, Mercer (1969) obtuvo los primeros datos radimétricos (K/Ar). Determinó por primera vez para la región, el hecho de reiterados avances glaciares entre los 2,08 Ma y 1,03 Ma y los ubicó entre el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano (época paleomagnética Matuyama, Fleck *et al.*, 1972; Mercer, 1976). Con posterioridad, Singer *et al.* (1999) y Ton-That *et al.* (1999) confirmaron estas edades e identificaron aproximadamente nueve glaciaciones, entre  $>2,24 \text{ Ma}$  y  $<1,08 \text{ Ma}$ , de edad paleomagnética Matuyama, e incluyeron, además, los eventos geomagnéticos Reunión, Olduvai y Jaramillo, registrados en las diez coladas basálticas reconocidas.

En la región patagónica cordillerana se han llevado a cabo otros estudios que también determinaron la presencia de arcos morénicos correspondientes a los depósitos más antiguos, desde el lago Buenos Aires hacia el sur. Entre ellos se citan los de Mercer *et al.* (1975), Strelin (1995), Strelin y Malagnino (1996), Schellmann (1998), Strelin *et al.* (1999) y Rabassa y Coronato (2002), los que han distinguido por lo menos dieciséis avances glaciares ocurridos entre el Plioceno tardío y el Tardíoglacial.

Para interpretar los diferentes episodios glaciares se ha realizado un cuadro comparativo (cuadro 2) donde se han volcado los diferentes datos e interpretaciones de los distintos pulsos, determinados por diferentes autores, entre los que se ha seleccionado a Caldenius (1932), Strelin y Malagnino (1996), Schellmann (1998) y Rabassa y Coronato (2002).

De acuerdo con la reciente síntesis y propuesta de eventos glaciares, reconocidos y estudiados en sectores de la comarca que abarca esta Hoja o en

áreas vecinas, se describirán brevemente los episodios reconocidos y su asignación temporal.

### *Pre-Gran Glaciación Patagónica (Pre-GGP) (Mioceno tardío - Pleistoceno temprano)*

Rabassa y Coronato (2002) denominaron la glaciación más antigua como Pre-GGP, en la que agruparon los avances glaciares previos a la Gran Glaciación Patagónica (cuadro 2). Se la definió de esta forma sobre la base de criterios morfoestratigráficos y dataciones absolutas y cuyos límites pueden ser equivalentes o anteriores a los de la glaciación Inicial de Caldenius (1932).

Se incluyen aquí también los avances glaciares denominados por Strelin (1995) Pampa Alta y por Schellmann (1998) *Glacial Period VI* y los depósitos glaciares intercalados con los mantos basálticos del cerro del Fraile. La presencia de un paleopaisaje morénico aplanado desarrollado en la meseta Pampa Alta (600 - 1000 m s.n.m.) que comienza sobre el borde sureste de la Hoja y continúa al sur del valle del río Santa Cruz, fuera de los límites de esta comarca, corresponde a los aquí mapeados como erosivos altos en ambas márgenes del lago Argentino y sobre los cuales se han reconocido escasos depósitos de till. Las morenas pertenecientes al *Glacial Period VI* se localizan 80 km al este del nacimiento del río Santa Cruz, en el lago Argentino, y podrían adjudicarse a algunas de las morenas externas denominadas Morenas de Per Dusén o Inicial de Caldenius (1932) y Sistema Externo (Feruglio, 1944-45), y con los depósitos más elevados reconocidos en ambas márgenes del lago Argentino, en esta comarca.

### *Gran Glaciación Patagónica (GGP) (Pleistoceno temprano)*

Sobre la base del *Glacial Period V* de Schellmann (1998), Rabassa y Coronato (2002) propusieron la denominación de GGP para las morenas frontales ubicadas a 75 km al este de la nacencia del río Santa Cruz, que se disponen en forma aislada en las laderas de la margen sur del río Santa Cruz (380 a 400 m s.n.m.). Los autores incluyeron también bajo este nombre los depósitos

del «arco b» de la estancia Mortensen (Feruglio, 1944-45) y el arco externo más joven de Mercer (1976) y los depósitos La Frutuosa y Chuñi Aike de Strelin y Malagnino (1996), situados exclusivamente en la margen norte del río. Todos estos arcos se correlacionan con la edad Inicialglacial de Caldenius (1932).

La Gran Glaciación Patagónica abarca una amplia zona de la región patagónica, en coincidencia también con la etapa Inicialglacial de Caldenius (1932). Su reconocimiento en el sur del área fue realizado por Strelin (1995) y Strelin *et al* (1999), quienes identificaron morenas antiguas correspondientes a este evento, denominándola Glaciación Librún (Strelin, 1995). Las Morenas del río Coyle fueron ubicadas por Rabassa y Coronato (2002) en el Post GGP 1, mientras que las del río Vizcachas fueron situadas por esos autores en el Post GGP 3, en tanto que Malumián *et al.* (2000) las equipararon con la glaciación Gotiglacial de Caldenius (1932).

Esta máxima expansión glaciaria ocurrió entre 1,15 y 1 Ma. El máximo externo de la Última Glaciación, equivalente a la Glaciación Wisconsin/Llanquihue, ocurrió hace aproximadamente 24 ka, con cinco eventos glaciales de retroceso durante los últimos 10 ka subsiguientes (Rabassa y Coronato, 2002).

#### *Post GGP 1 (Pleistoceno medio)*

Los depósitos existentes a los 280 m s.n.m. en el valle del río Santa Cruz y que pasan a las laderas del río Bote, todo fuera de los límites de la comarca en estudio, fueron denominados por Rabassa y Coronato (2002) como Post GGP 1 o *Glacial Period IV* de Schellmann (1998). Son correlacionables con las morenas externas de Arroyo Bote de Caldenius (1932) de edad Daniglacial y con las morenas de Cerro Fortaleza (Strelin y Malagnino, 1996) al nordeste de la región aquí tratada. Este evento glaciario ha sido ubicado en el Pleistoceno medio (Rabassa y Coronato, 2002).

#### *Post GGP 2 (Pleistoceno medio tardío)*

La etapa Post GGP 2 (Rabassa y Coronato, 2002) es coincidente con el *Glacial Period III* de

Schellmann (1998) y asociada con el desarrollo de un arco morénico a una altura de 200 m s.n.m. localizado en la margen sur del lago Argentino. Su cierre está situado en el valle del río Santa Cruz, a aproximadamente 50-60 km al este de sus nacientes en el lago Argentino, y es coincidente con las Morenas de Arroyo Bote de Caldenius (1932), de edad Daniglacial. También coincide con el Arco Morénico Interno b de la estancia El Mosquito (Feruglio, 1944-45) y con los Estadios I y II de la Glaciación Arroyo Verde (Strelin y Malagnino, 1996). Se ubica este evento en el Pleistoceno medio tardío (cuadro 2).

#### *Post GGP 3 (Pleistoceno superior bajo)*

El evento glaciario definido como Post GGP 3 (Rabassa y Coronato, 2002) es coincidente con el *Glacial Period II* de Schellmann (1998) y está integrado por dos arcos morénicos, localizados entre 28 y 36 km al este desde la cabecera del lago Argentino, a una altitud topográfica de 200-250 m sobre el nivel del mar. El arco interior está bien preservado en ambas márgenes del lago Argentino. Es correlacionable con la Morena Charles Fuhr de Caldenius (1932) de edad Gotiglacial y con las Morenas de El Tranquilo (Feruglio, 1944-45) y el Estadio I de la Glaciación El Tranquilo (Strelin y Malagnino, 1996).

#### *Última Glaciación (Pleistoceno superior medio)*

La etapa final fue denominada Última Glaciación por Rabassa y Coronato (2002) y es equivalente al *Glacial Period I* de Schellmann (1998). Incluye varios arcos morénicos dispuestos en la cabecera oriental del lago Argentino a los 200 m s.n.m. y los depósitos glacialacustres ubicados en el sector nordeste del lago.

#### *Tardíoglacial (Pleistoceno superior alto)*

En el área de Puerto Banderas hasta Punta Ciervos y en el cierre situado en la ribera sur del lago Argentino (Fig. 26), los sucesivos avances glaciares del Tardíoglacial están representados en los cordones morénicos que marginan el lago. Corresponden a los arcos morénicos de Punta

Banderas, Lago Rico y Punta Ciervos descritos por Caldenius (1932), Feruglio (1944-45) y Furque (1973). Strelin y Malagnino (2000) dataron los cuerpos morénicos; los depósitos más antiguos dieron un valor de  $13 \pm 0,9$  ka; los intermedios,  $11 \pm 0,73$  ka y el más joven,  $<10,3$  ka, quedando todos comprendidos en el Tardíoglacial de Rabassa y Coronato (2002).

### *Morenas actuales*

Las morenas más modernas se disponen en sitios cercanos a las lenguas actuales. En el área de la península Herminita, estos arcos morénicos fueron datados, registrándose varios pulsos que han sido tratados como unidades morfológicas diferentes. Sintetizando los trabajos de Mercer (1965), Malagnino y Strelin (1992, 1996) y Aniya y Sato (1995) se puede determinar que los diferentes pulsos abarcan desde 2400 a 2200 BP hasta 1900 AD, distinguiéndose distintas unidades entre estas edades máximas y mínimas.

Las últimas glaciaciones han sido fechadas en varias zonas de la Cordillera Patagónica, dando como resultado el reconocimiento de varios pulsos asociados con depósitos morénicos de retroceso. Mercer (1965) señaló dos niveles, a los que designó como Pearson I y Pearson II con edades de 2340 a 2140 BP y 1760 a 1600 AD respectivamente, de acuerdo con dataciones radimétricas por el método  $C^{14}$ . Años más tarde, Malagnino y Strelin (1992) registraron formas menores dentro de las unidades Pearson I y II y describieron un episodio más antiguo al que llamaron Herminita y otro más moderno, Post Pearson IIc. En esa oportunidad establecieron una edad 1820 a 1730 AD para los tres episodios de Pearson II, y 1900 AD para Post Pearson IIc.

Aniya y Sato (1995) determinaron una cronología para los episodios glaciarios modernos denominando los ciclos como Neoglaciación I, II, III y IV y ubicaron al II entre 2400 a 2200 BP y al III entre 1600 a 1400 BP. Malagnino y Strelin (1996) mantuvieron estos valores y equipararon la Neoglaciación II con el estadal Herminita.

### *Fenómenos fluvio-glaciares y glacialacustres*

En ambos márgenes del lago Argentino, incluyendo algunos sectores de sus brazos, se

observan formas asociadas con fenómenos relacionados con depósitos glacialacustres, vinculados con períodos de invasión de aguas del lago, de tipo estacional, como aquellos que se encuentran al sur de Punta Ciervos.

En el área que circunda el brazo Rico los fenómenos glacialacustres se asocian con las etapas de crecimiento del nivel del agua y la invasión de sectores marginales del lago con desbordes importantes y depositación de material glacialacustre acarreado hasta las playas, descubiertas de agua en las etapas de ruptura del glaciar Perito Moreno.

Los fenómenos fluvio-glaciares se reconocen por la abundancia de depósitos sedimentarios de till modificado, principalmente recostados en las laderas que bordean los arroyos o brazos del lago Argentino. Las terrazas glacialacustres se hallan en sectores elevados y muestran una gradación de los depósitos en el tiempo, ya que están asociadas con el descenso del nivel del lago a cotas más bajas, cercanas a las actuales.

## 4.2. FENÓMENOS FLUVIALES

La región está surcada por una importante red de drenaje sobreimpuesta a geformas glaciarias antiguas descritas precedentemente y alimentada por las lenguas glaciarias actuales. Las planicies aluviales modernas se hallan dentro de antiguas planicies aluviales aterrazadas, como consecuencia de la disminución del caudal hídrico y el menor nivel topográfico debido al retroceso de las fuentes hidrológicas, como son los glaciares.

El sistema fluvial más importante de la región patagónica austral es el del río Santa Cruz, cuyo nacimiento está situado fuera de la Hoja, a pocos kilómetros al este de su límite oriental.

Otro sistema importante en la zona es el del río La Leona, que desemboca en la margen norte del lago Argentino. El valle de este curso de agua es amplio y el cauce presenta un trazado meandriforme, encajado en un sistema de antiguos depósitos fluviales aterrazados que resultaron de la acción del río La Leona combinada con la variación del nivel de agua de los lagos Viedma y Argentino y del cierre lejano de los arcos morénicos. Al desembocar en el lago Argentino, en el nordeste de la Hoja, el cauce corta un arco morénico correspondiente a un antiguo cierre del lago. El caudal del río La Leona es importante, ya

que es el afluente de descarga del lago Viedma, situado en el norte de la Hoja.

Las nacientes del río Vizcachas, con cursos menores que drenan el sur de la sierra de los Baguales, se hallan en el sur de la región estudiada. Este río pertenece a la vertiente pacífica y tiene un valle amplio y plano; la planicie aluvial se desarrolló sobre el fondo de un antiguo lago glaciario dispuesto detrás del arco morénico frontal, correspondiente a la Última Glaciación (Gotiglacial de Caldenius, 1932). El trazado del curso de agua es meandriforme con un importante caudal hídrico.

El resto de los cursos de agua en el área de la Hoja son de menor importancia, como los arroyos Calafate, Centinela y Chorrillo, con sus afluentes Chorrillo de la Rosada y Alcorta. Los cauces están labrados sobre los depósitos glaciarios antiguos a los que han profundizado. Los valles son pequeños y se adaptan a las características del paisaje glaciario previo, debido a que el nivel de base local, el lago Argentino, no tiene una diferencia de cota con las cabeceras lo suficientemente importante como para que los procesos erosivos amplíen y desarrollen un valle más evolucionado.

Sobre la margen norte del lago se localizan otros cursos de agua; los más importantes son los arroyos de las Hayas y Horqueta, ambos de corto recorrido y abrupta pendiente.

#### 4.3. PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA

En diversos sectores de la comarca se han observado procesos de remoción en masa, como el que está ubicado en los faldeos australes de la estancia Alta Vista. En esa localidad se observa la geoforma adosada al cordón Barrancas, donde hay varios valles fluviales pequeños, con dirección hacia la cuenca del brazo Rico. Por uno de estos valles, con pendiente mayor a 45°, circuló un flujo pequeño parcialmente encauzado. La litología presente en este sector, sumada al relieve, las precipitaciones y la humedad imperantes, facilitan la continuidad de los procesos.

Algo más al sur de esta localidad, en el arroyo Centinela, sobre su margen derecha y al noroeste del cerro Moyano, se hallaron fenómenos de remoción en masa del tipo de deslizamientos rotacionales, que permitieron la exposición de las sedimentitas de la Formación Alta Vista. Una serie de pequeñas

terrazuelas indica el grado de rotación de las masas de detritos involucrados. Continúa visible en el terreno la escarpa principal, en forma de media luna, a partir de la cual se generó el deslizamiento.

También se hallan fenómenos de asentamientos rotacionales en rocas basálticas con depósitos friables infrayacentes, como en el área de los ríos Bote y Vizcachas (vertiente atlántica) en forma periférica a la meseta de las Vizcachas. Hacia el oeste, en la sierra Baguales, en parte coronada por mantos basálticos, también se advierten fenómenos de asentamientos rotacionales y otros procesos de remoción en masa.

#### 4.4. FENÓMENOS EÓLICOS

Por último, dentro de los fenómenos de los agentes modeladores del paisaje, se puede destacar la acción eólica. La totalidad de la comarca está azotada predominantemente por los vientos provenientes del oeste.

En algunos sectores, la intensidad del viento sumada a una litología friable, produjo gran cantidad de oquedades debido a la movilización selectiva de material. Esta erosión, combinada con la caída gravitatoria de los clastos desprendidos, provoca un lento y constante proceso de redondeamiento de las formas frágiles. Este proceso se ve claramente en el flanco occidental de la sierra de La Estancia y en los cerros Moyano y Redondo.

En el área de cierre del lago Argentino, al este de la Hoja, se observa el fenómeno eólico con mayor intensidad. Allí se disponen dunas de dirección este-oeste, a sotavento de los depósitos morénicos. Las dunas son alargadas, producto de la removilización del material fino proveniente de los arcos morénicos antiguos o de clastos finos transportados desde el sector occidental del área. Los clastos de mayor tamaño, no transportados, pertenecientes a los depósitos de till, tienen superficies lustrosas y están facetados, y, en ocasiones, son definitivamente ventifactos que atestiguan la intensidad de la acción eólica.

### 5. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Paleozoico (probablemente Devónico superior- Carbonífero inferior) sobre el margen occidental de Gondwana se depositaron

sedimentitas marinas en todo el extremo sur de Sudamérica, cuyos materiales provienen de la erosión del Macizo del Deseado, y que fueron principalmente dinamometamorfizadas (Formación Bahía de La Lancha). Estas rocas se pueden correlacionar con otras similares situadas al norte de esta comarca, que sufrieron un metamorfismo más intenso y profundo. Ambas secuencias forman parte de un prisma acrecional.

Durante el Jurásico, como resultado de los procesos extensionales, debido a la disgregación del continente de Gondwana y a la apertura del océano Atlántico, en la corteza continental se generaron gran cantidad de hemigrabens. Como consecuencia de este proceso se produjeron extensos derrames volcánicos, principalmente de composición ácida, en todo el extremo sur de Sudamérica (Complejo El Quemado). En el Jurásico superior, en los términos cuspidales de este volcanismo, se interdigitaron pelitas originadas en una cuenca marina incipiente (Bruhn *et al.*, 1978; Nullo, 1991). A partir de la instalación definitiva de la Cuenca Austral, los primeros depósitos marinos fueron clásticos gruesos (Formación Springhill), para luego, con la profundización de la cuenca, se formaron los depósitos pelíticos de la Formación Río Mayer.

En el Cretácico inferior la cuenca comenzó a cerrarse de norte a sur, a partir probablemente, del área del lago Fontana, al norte de esta comarca. Como resultado de la continua progradación de norte a sur, las unidades litológicas muestran una variada composición clástica y una gradación de los términos de mayor profundidad, con la presencia de turbiditas, a los de menor profundidad, acompañando la colmatación de la cuenca y la continentalización progresiva. Los engranajes laterales entre las diferentes unidades se incrementaron a fines del Mesozoico e inicios del Cenozoico, debido al continuo levantamiento del área cordillerana y a la desconexión entre el mar al poniente y al naciente de este accidente topográfico positivo constituido por esta incipiente Cordillera Patagónica. Sobre el margen occidental activo vinculado con la movilización de la placa Antártica a posiciones más australes de la que se encontraba en esos tiempos, se desarrollaron cañones submarinos. Estos procesos combinados hicieron que los engranajes, y por ende las litologías resultantes que responden a estos cambios, fueran diferentes en áreas

muy cercanas o con características similares pero en distintos tiempos geológicos, traslapando las líneas temporales. Es por ello, que existen secuencias superpuestas y con engranajes laterales en las formaciones Cerro Toro, Alta Vista, Cerro Cazador y Anita.

La Patagonia, desde el Cretácico superior hasta la actualidad, se ha comportado como una cuña continental dispuesta entre masas oceánicas frías. Esta cuña, además, sufrió cambios en su fisiografía debido al continuo alzamiento de la Cordillera Patagónica, que modificó constantemente su morfología.

En la provincia de Santa Cruz, la evolución de la Cuenca Austral marina generó diferentes escenarios paleogeográficos asociados con la influencia de las oscilaciones del nivel de mar, determinándose así ciclos sedimentarios marinos, continentales o mixtos, relacionados con eventos diastróficos.

Los términos superiores de las sedimentitas asignadas al Cretácico continental (Formación Chorrillo), por su contenido paleontológico determinado por la presencia de un titanosáurido (Bonaparte, en Nullo, 1983) hallado en la parte superior de la secuencia clástica fina, al sur del lago Argentino, tienen un pasaje gradual con los depósitos más altos de la misma columna asignados al Terciario más bajo (Robbiano *et al.*, 1996).

La evolución cenozoica y el cierre de la Cuenca Austral ocurrieron a través de varios ciclos tectosedimentarios (Arbe, en Robbiano *et al.*, 1996), cuyas etapas iniciales correspondieron al Paleógeno inferior. La sedimentación en el sur de la provincia de Santa Cruz se produjo en un ambiente netamente marino a costero alcanzando un máximo regresivo relacionado con la estructuración de la Cordillera Patagónica, lo que dio como resultado la elevación de una estructura positiva. A partir de ese momento (65 Ma) comenzó una etapa transgresiva hasta, aproximadamente, el Eoceno inferior a medio (49,5 Ma). Esta etapa transgresiva inicial ha quedado reflejada con mayor claridad en las secuencias del subsuelo, en tanto que en los sectores cordilleranos los afloramientos son reducidos y los depósitos son propios de zonas costeras a litorales (Robbiano *et al.*, 1996).

A partir del Eoceno medio, aproximadamente, se gestó otra etapa regresiva, probablemente



asociada con procesos de caída del nivel del mar y elevación aún mayor del sector cordillerano. Durante ésta los depósitos pasaron de ser marino-costeros (Formación Río Turbio) a netamente continentales (formaciones Río Guillermo y Río Leona), ocuparon gran parte del territorio y alcanzaron su máximo continental durante el Oligoceno temprano (30 Ma).

En el Eoceno inferior se produjeron intrusiones de rocas básicas, de escasa magnitud, producto de la instalación de un arco representado principalmente por el Basalto Posadas y por sus conductos asociados, como la Formación Río Carbón y la Basandesita Alta Vista.

Después de ese momento de expansión continental, el área fue nuevamente invadida por una importante transgresión marina que cubrió gran parte del extremo sur patagónico, llegando al pie del sector cordillerano occidental con la presencia de depósitos costeros (Formación Centinela). Esta actividad fue netamente marina y perduró hasta el Mioceno temprano, momento en el que se instaló un nuevo proceso regresivo y el área fue afectada por la sedimentación continental (Formación Santa Cruz). Ya en el Mioceno tardío, el cambio climático fue acompañado por la presencia de glaciaciones en el área montañosa, las que luego se extendieron al resto de la superficie continental durante el Pleistoceno, dejando como testigos sus depósitos glaciarios en amplios arcos morénicos y sectores altos montañosos.

## 6. RECURSOS MINERALES

No se han reportado hallazgos de minerales metalíferos dentro del área estudiada. Las rocas que podrían alojar alguna manifestación de este tipo, de acuerdo con los patrones regionales, se distribuyen al oeste. Esta zona, poco explorada, presenta dos inconvenientes para llevar a cabo observaciones con posibilidades de descubrimiento. Por un lado, la espesa cubierta de hielo con lenguas glaciarias y por el otro, el hecho de que la casi totalidad del área corresponde al Parque Nacional Los Glaciares, donde no se permiten las exploraciones mineras.

Los minerales industriales, en cambio, se explotan de manera regular, principalmente las

canteras de áridos para la construcción, en los alrededores de la localidad de El Calafate, de intenso desarrollo turístico en las últimas décadas. Las arenas se extraen de la costa del lago, mediante técnicas de zarandeo, y los rodados son principalmente explotados en canteras localizadas en los depósitos morénicos, ya sea para la construcción de viviendas como para caminos.

Con referencia al petróleo y al gas, las secuencias sedimentarias mesozoicas expuestas en esta región constituyen los afloramientos de la columna completa de la Cuenca Austral, que hacia el este, en subsuelo, contienen volúmenes importantes de ambos recursos. Al este de la localidad de El Calafate, Yacimientos Petrolíferos Fiscales realizó un pozo exploratorio, así como otro algo al norte del área, sobre la planicie aluvial del río La Leona. En ambos casos los resultados fueron negativos en cuanto al volumen de hidrocarburos esperado.

## 7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

La Hoja posee varios sectores con características especiales que los hacen aptos para reconocer en ellos los procesos geológicos y geomorfológicos que han actuado y que los han convertido en un clásico de la literatura geológica, visitados asiduamente por geólogos y/o turistas.

### Confluencia de los ríos Turbio y La Leona

El flanco derecho del valle del río La Leona a la altura del río Turbio, es un lugar especialmente apto para realizar observaciones estructurales en la faja de corrimientos que afecta las unidades cretácicas.

En el flanco izquierdo se emplaza el Filón El Turbio, que es un dique de diabasa con afinidades alcalinas; alcanza un espesor máximo del orden de los 30 m, con rumbo general este e inclinación hacia el sur. Atraviesa el valle con una traza aproximadamente semicircular y forma un notorio resalto morfológico en el paisaje. Se habría emplazado en el Mioceno inferior a medio, en condiciones tardío a

postectónicas con respecto al fallamiento de la faja de corrimiento (Ardolino *et al.*, 2002).

## Península El Quemado

Es la localidad tipo del Complejo El Quemado y se encuentra en el predio de la estancia La Unión, ubicada al noroeste del lago Argentino. En este sitio se superponen potentes coladas de ignimbritas con las que se asocian tobas de caída con delgadas intercalaciones de niveles clásticos fosilíferos, mientras que al norte de la península subyacen a las sedimentitas cretácicas con intercalaciones piroclásticas de la Formación Springhill (Nullo y Haller, 2002).

## Parque Nacional Los Glaciares

Este parque nacional se creó para preservar una extensa área de hielos del Campo de Hielo Patagónico Sur, el bosque andino-patagónico austral y parte de la estepa patagónica. La topografía controla el movimiento general del hielo y en el borde oriental se desarrollan numerosos glaciares de valle, tales como el Viedma, Upsala y Perito Moreno. En el parque, más de un 30% de la superficie está ocupada por hielo, en tanto que el Campo de Hielo Patagónico Sur abarca una superficie de unos 2600 km<sup>2</sup>, del que descienden 47 glaciares mayores. El más conocido de ellos es el Perito Moreno (véase foto de tapa), que se expande sobre las aguas del brazo Sur del lago Argentino, con un frente de 5 km y una altura de 60 m sobre el nivel del lago. Debido a su espectacular belleza y a su interés glaciológico y geomorfológico, en 1981 la UNESCO lo declaró Sitio de Patrimonio Mundial de la Humanidad. Se accede por tierra desde la localidad de El Calafate, por la ruta provincial 11 asfaltada en su totalidad. La ruptura del glaciar entre el brazo Rico y el canal de los Témpanos es un magnífico espectáculo que fue observado por primera vez en 1936. La fusión de sus hielos alimenta el lago Argentino.

El glaciar Upsala, ubicado sobre el brazo Norte del mismo lago Argentino, es el de mayor tamaño, con un largo de 50 km y un ancho de casi 10 kilómetros (Fig. 3).

Este majestuoso conjunto de valles, cumbres, lagos, ríos y hielos aunados a la fauna y la flora

boscosa y de estepa, conforman una región de espléndida belleza, que por su fácil accesibilidad se ha convertido en una atracción turística para el mundo entero.

## Arroyo Calafate

En el valle del arroyo Calafate, al sur de la localidad homónima, afloran las formaciones Anita, Calafate, Río Leona y Centinela. Esta sucesión sedimentaria de ambientes marinos y continentales registra la evolución de la Cuenca Austral durante el Paleógeno-Neógeno.

## Arroyo Centinela

En el tramo superior de este arroyo, ubicado al sur del lago Argentino, aflora una espesa secuencia sedimentaria de tonos oscuros que evoluciona desde una base pelítica a niveles areniscosos y conglomerádicos en el techo. La misma representa el intervalo Campaniano-Maastrichtiano de la Cuenca Austral.

## Sierra Baguales

Estas altas serranías (Fig. 23) están ubicadas al suroeste de la localidad de El Calafate, en el límite con Chile. Están formadas por una sucesión de mantos basálticos de naturaleza alcalina, cuya edad, de acuerdo con las relaciones estratigráficas, los sitúan en el post Mioceno medio tardío.

## Meseta de las Vizcachas

La profusa emisión de basaltos fluidos ocurridos en la región durante el Cenozoico superior dio lugar a la formación de la meseta de las Vizcachas, sitio de interés geológico y turístico (Fig. 25). En un primer ciclo se originó una potente secuencia volcano-sedimentaria, que forma el cuerpo principal de esta extensa y elevada planicie profundamente disectada por la erosión glaciaria. Un segundo pulso de actividad efusiva está representado por coladas y pequeños cuerpos intrusivos basálticos asignados al Basalto Vizcachas.

## BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE URRETA, M. B. y V. RAMOS, 1981. Crustáceos Decápodos del Cretácico inferior de la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2: 599-623.
- AMEGHINO, C., 1890. Exploraciones geológicas en la Patagonia. Instituto Geográfico Argentino, Boletín N° 2: 1-46.
- AMEGHINO, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias, 6: 1-1028.
- AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológica. 2° Censo de la República Argentina, 1: 111-225.
- AMEGHINO, F., 1902. L'Age des formations sédimentaires de Patagonie. Anales de la Sociedad Científica Argentina, 50: 109-229.
- ANIYA, M., 1999. Recent glacier variations of the Hielos Patagónicos, South America, and their contribution to sea-level change. Arctic, Antarctic and Alpine Research, 31 (2): 165-173.
- ANIYA, M. y H. SATO, 1995. Holocene glacial chronology of Upsala Glacier at Peninsula Herminita, Southern Patagonia Icefield. Bulletin of Glacier Research, 13: 83-96.
- ANIYA, M. y P. SKVARCA, 1992. Characteristics and variations of Upsala and Moreno glaciers, southern Patagonia. Bulletin of Glacier Research, 10: 39-53.
- ANIYA, M., H. SATO, R. NARUSE, P. SKVARCA y G. CASASSA, 1996. The use of Satellite and Airborne Imagery to Inventory Outlet Glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 62 (12): 1361-1369.
- ANIYA, M., H. SATO, R. NARUSE, P. SKVARCA y G. CASASSA, 1997. Recent glacier variations in the Southern Patagonia Icefield, South America. Arctic, Antarctic and Alpine Research, 29 (1): 1-12.
- ANIYA, M., S. PARK, A. M. DHAKAL y R. NARUSE, 2000. Variations of Patagonian glaciers, South America, using RADARSAT and Landsat images. Canadian Journal of Remote Sensing, 26 (6): 501-511.
- ARBE, H. A., 1986. El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de sedimentación. Tesis doctoral, inédita. Universidad Nacional de Buenos Aires.
- ARBE, H. A., 1987. El Cretácico de la Cuenca Austral. Boletín de Informaciones Petroleras N° 9: 91-110.
- ARBE, H. A., 1989. Estratigrafía, discontinuidades y evolución sedimentaria del Cretácico en la Cuenca Austral, provincia de Santa Cruz. En: Spalletti, L. y W. Chebli (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas: 419-442.
- ARBE, H. A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En: Haller, M.J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1) 8: 103-128.
- ARBE, H. y J. J. HECHER, 1984a. Estratigrafía y facies de depósitos marinos profundos del Cretácico superior, Lago Argentino. 9° Congreso Geológico Argentino, 5: 7-14.
- ARBE, H. y J. J. HECHER, 1984b. Estratigrafía y facies de depósitos continentales, litorales y marinos del Cretácico superior, Lago Argentino. 9° Congreso Geológico Argentino, 7: 124-158.
- ARCHANGELSKY, S., 1976. Palinología del Paleoceno del Chubut. II Diagramas polínicos. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, 13 (1): 45-55.
- ARDOLINO, A., M. FRANCHI, M. REMESAL y F. SALANI, 1999. El volcanismo de la Patagonia Extrandina. En: Geología Argentina, Servicio Geológico Mínero Argentino, Anales 29 (18): 579-612.
- ARDOLINO, A., A. BUSTEROS y H. LEMA, 2002. Sitios de interés geológico. En: Haller, M.J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (4) 2: 847- 866.
- ARGUIJO, M. y E. ROMERO, 1981. Análisis bioestratigráfico de formaciones Portadoras de taofloras terciarias. 8° Congreso Geológico Argentino, 4: 719-742.
- BALDONI, A., 1979. Nuevos elementos paleoflorísticos de la taoflora de la Formación

- Spring Hill, límite Jurásico-Cretácico subsuelo de Argentina y Chile Austral. Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, 16 (1-2): 103-119.
- BARREDA, V., 2002. Palinofloras Mesozoicas. En: Miguel J. Haller (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (2) 12: 545-567.
- BELLOSI, E. S., 1998. Depósitos progradantes de la Formación Santa Cruz, Mioceno de la Cuenca de San Jorge. 7ª Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes: 110-111.
- BELLOSI, E. S., 1999. El cambio climático-ambiental de la Patagonia en el Mioceno temprano-Medio. 14° Congreso Geológico Argentino, 1: 57.
- BIANCHI, J. L., 1967. Informe preliminar acerca de los perfiles estratigráficos realizados en el sector Occidental de la Cuenca Austral durante las campañas 1964-1965 y 1965-1966. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito, 65 pp.
- BIDDLE, K. T.; M. ULIANA, M. MITCHUM Jr, M. FITZGERALD y R. WRIGHT, 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. En: Allen, P. and P. Homewood (Eds.), Foreland Basins. International Association Sedimentologist, Special Publication, 8: 41-61.
- BLASCO, G., F. NULLO y C. A. PROSERPIO, 1979. *Aspidoceras* en Cuenca Austral, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (4): 282-293.
- BLASCO de NULLO, G., F. NULLO y V. PLOSZKIEWICZ, 1980a. El género *Colchidites* Djanelidze, 1926 y la posición estratigráfica del género *Hatchericeras* Stanton, 1901 en la estancia Tucu-Tucu, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (1): 41-58.
- BLASCO, G., F. NULLO y C. A. PROSERPIO, 1980b. Santoniano-Campaniano: Estratigrafía y contenido amonitifero, Cuenca Austral. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (4): 467-499.
- BONAPARTE, J. F., A. M. BÁEZ, A. L. CIONE y J. L. PANZA, 2002. Vertebrados Mesozoicos. En: Haller, M. J (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (2) 4: 421-431.
- BONARELLI, G. y J. J. NÁGERA, 1921. Observaciones geológicas en las inmediaciones del Lago San Martín (Territorio de Santa Cruz). Dirección General de Minas, Boletín N° 27B.
- BORRELLO, A. V., 1967. Estado actual del conocimiento geológico del flysh en la Argentina. Revista Museo de La Plata (Nueva Serie) Sección Geología, 6: 125-153.
- BOUMA, A. H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, 168 pp. Amsterdam.
- BRANDMAYR, J., 1945. Contribución al conocimiento geológico del extremo sud-sudoeste del Territorio de Santa Cruz (región cerro Cazador-Alto Río Turbio). Boletín de Informaciones Petroleras N° 256: 415-443.
- BRUHN, R., C. STERN y M. DE WITT, 1978. Field and geochemical data bearing on the development of the Mesozoic volcano-tectonic rift zone and the back-arc basin in southernmost South America. Earth and Planetary Science Letters, 41: 32-46.
- CALDENIUS, C., 1932. Las Glaciaciones Cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas y Geología, Publicación 95: 148.
- CAMACHO, H. H., J. CHIESA y S. PARMA, 1997. Avances en el conocimiento estratigráfico del Terciario marino de la región occidental de la provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 10-12.
- CAMACHO, H. H., J. CHIESA y S. PARMA, 1998. Relaciones estratigráficas entre formaciones terciarias en el occidente de la provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (2): 273-281.
- CAMACHO, H. H., J. O. CHIESA, S. PARMA y C. del RÍO, 2000. Invertebrados marinos eocenos de los cerros Palique y Castillo, sudoeste de la provincia de Santa Cruz,

- Argentina. Asociación Paleontológica Argentina, *Ameghiniana*, 37 (1): 59-73.
- CAMINOS, R. y F. NULLO, 1979. Descripción Geológica de la Hoja 57e, Isla de los Estados. Territorio Nacional de Tierra del Fuego e Islas del Atlántico Sur. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 175.
- CANDE, S. y R. B. LESLIE, 1986. Late Cenozoic tectonics of the Southern Chile Trench. *Journal of Geophysical Research*, 91: 471-436.
- CASADÍO, S., R. FELDMANN y K. FOLAND, 2000a.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age and oxygen isotope temperature of the Centinela Formation, southwestern Argentina: An Eocene age for crustacean-rich «Patagonian» beds. *Journal of South American Earth Sciences*, 13: 1123-1132.
- CASADÍO, S., G. R. GUERSTEIN, S. MARENSSI, S. SANTILLANA, R. FELDMANN, A. PARRAS y C. MONTALVO, 2000b. Evidencias para una edad oligocena de la Formación Centinela, suroeste de Santa Cruz, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 37 (4), Suplemento Resúmenes: 71R.
- CASAMIQUELA, R., 1965. Estudios icnológicos. Análisis de *Orcheteropus atavus* Freng. y una forma afín del Paleozoico de la Argentina. *Revista Museo de la Plata* (n. s.) 4, Paleontología, 24: 187-244.
- CECIONI, G., 1955a. Edad y facies del Grupo Springhill en Tierra del Fuego. *Anales Facultad Ciencias Físicas Naturales, Universidad de Chile* 12, Geología (6): 243-256. Santiago.
- CECIONI, G., 1955b. Distribuzione verticale de alcune Kossmaticeratidae nella Patagonia Chilena. *Societa Geologica Italiana, Bollettino* 74: 141-149.
- CERREDO, M. E., 1981. Geología en la vertiente oriental del cerro Cazador e inmediaciones. Departamento de Güer Aike, provincia de Santa Cruz. Universidad de Buenos Aires, Departamento de Geología. Tesis de licenciatura, inédita.
- CHIESA, J. O. y H. H. CAMACHO, 1992. Litoestratigrafía del Terciario marino del noroeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina. Simposio «Paleógeno de Sudamérica», Resúmenes, 1: 10. Punta Arenas, Chile.
- CHIESA, J. O. y H. H. CAMACHO, 1995. Observaciones estratigráficas en el Paleógeno del noroeste de la provincia de Santa Cruz (República Argentina). Parte 1. Litoestratigrafía del Paleógeno marino en el noroeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 11: 9-15.
- CHIESA, J. O., S. G. PARMA y H. H. CAMACHO, 1995. Observaciones estratigráficas en el Paleógeno del noroeste de la provincia de Santa Cruz (República Argentina). Parte 2. Invertebrados marinos de la Formación El Chacay (Eoceno) provincia de Santa Cruz, Argentina. *Sistemática y bioestratigrafía. Monografías de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 11: 17-68.
- CLAPPERTON, Ch., 1993. *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier.
- COBOS, J., G. ANSELMINI, J. L. PANZA, R. GIACOSA y L. D. ESCOSTEGUY, 2005. Hoja Geológica 4972-IV, Tres Lagos. provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Informe preliminar.
- COBOS, J. C., M. F. RODRÍGUEZ, J. L. PANZA, D. SILVA NIETO y L. D. ESCOSTEGUY, 2006. Hoja Geológica 4972-IV. Paso Río Bote, provincia de Santa Cruz. SEGEMAR. Informe de avance.
- CONCI, I., 1935. Estudio de algunas rocas magmáticas del lago Argentino y del cerro Fitz Roy (lago Viedma) coleccionadas por el Dr. E. Feruglio y el Padre A. De Agostini. *Revista Minera Geología y Mineralogía, Sociedad Argentina de Mineralogía y Geología*, 7 (3): 76-89, (4): 97-109.
- CORONATO, A., M. SALEMME y J. RABASSA, 1999. Palaeoenvironmental conditions during the early peopling of Southernmost South America (Late Glacial-Early Holocene, 14-8 ka B.P.). *Quaternary International*, 53/54: 77-92.
- CORONATO, A., O. MARTÍNEZ y J. RABASSA, 2001. Glaciations in Argentine Patagonia, Southern South America. En: Ehlers, J. y P. Gibbard (Eds.), *World Glaciations Atlas*, INQUA Work Group 5.

- CRIADO ROQUE, P., C. DE FERRARIIS, A. MINNIGRAM, E. ROLLERI, L. SIMONATO y T. SUERO, 1959. Cuencas sedimentarias de la Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras N° 320.
- DALZIEL, I, R. CAMINOS, K. PALMER, F. NULLO y R. CASANOVA, 1974. South extremity of the Andes: Geology of the Isla de los Estados, Argentina, Tierra del Fuego. American Association Petroleum Geologists, Bulletin, 58 (2): 2502-2512.
- DE BARRIO, R., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 189-198.
- DE BARRIO, R., J. L. PANZA y F. NULLO, 1999. Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado. En Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 26.
- DI BENEDETTO, H., 1972. Informe geológico entre la Meseta Las Vizcachas y estancia La Primavera. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito.
- D'ORAZIO, M., F. INNOCENTI, P. MANETTI y M. HALLER, 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44° 30' – 52° S): A review of geochemical data and geodynamic interpretation. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 59 (4): 525-538.
- FELDMANN, R. M., S. CASADÍO, M. B. AGUIRRE URRETA y K. A. FOLAND, 1997. Radiometric age and Biotic affinities of Decapod Crustaceans from the Centinela Formation, Southern Patagonia, Argentina. Geological Society of America, Annual Meeting, 17427. Salt Lake.
- FERUGLIO, E., 1933. La serie Mesozoica nelle Ande del Lago Argentino (Patagonia Australe). Estrato del Giornale de Geologia. Annales del Museo Geologia de Bologna, 9: 1-17. Bologna.
- FERUGLIO, E., 1936-37. Palaeontographia patagónica. Memorie dell' Instituto Geologico delle Real Università di Padova, 11: 1-384.
- FERUGLIO, E., 1938. El Cretácico superior del lago San Martín (Patagonia) y de las regiones adyacentes. Physis, 12: 293-342.
- FERUGLIO, E., 1944-45. Estudio geológico y glaciológico en la región del Lago Argentino (Patagonia). Boletín de la Academia Nacional Ciencias N° 37 (1-2): 3-255. Córdoba.
- FERUGLIO, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 3 tomos. Buenos Aires.
- FIDALGO, F. y J. C. RIGGI, 1965. Los Rodados Patagónicos en la Meseta del Guenguel y alrededores (Santa Cruz). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (3): 273-375.
- FLEAGLE, J. G., T. M. BOWN, C. C. SWISHER III y G. BUCKLEY, 1995. Ages of the Pinturas and Santa Cruz Formations. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 129-135.
- FLECK, R. J., J. H. MERCER, A. NAIRN y D. PETERSON, 1972. Chronology of late Pliocene and Early Pleistocene glacial and magmatic events in southern Argentina. Earth and Planetary Sciences Letters, 16: 15-22
- FORSYTHE, R., 1982. The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. Journal of Geological Society, 139: 671-682. London.
- FOSSA MANCINI, E., E. FERUGLIO y J. C. YUSSEN DE CAMPANA, 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras N° 171: 31-95.
- FRENGUELLI, J., 1941. Nuevos elementos florísticos del Magallánico de Patagonia Austral. Museo de La Plata, Notas 4, Geología: 173-202.
- FURQUE, G., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 58-b, Lago Argentino, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 140: 1-52.
- FURQUE, G. y M. CABALLÉ, 1993. Estudio geológico y geomorfológico de la Cuenca Superior del río Turbio, provincia de Santa Cruz. Consejo Federal de Inversiones, Serie Investigaciones Aplicadas, Hidrogeología Subterránea 6: 8-39.
- FURQUE, G. y H. H. CAMACHO, 1972. El Cretácico Superior y Terciario de la región austral del lago Argentino (provincia de Santa

- Cruz). Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 61-75.
- GIACOSA, R. y M. MÁRQUEZ, 2002. El Basamento paleozoico de la Cordillera Patagónica. En: Haller, M.J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1) 3: 45-55.
- GODEAS, M., A. MEGLIOLI, J. MENDÍA, F. NULLO y N. PEZZUTTI, 1989. Estructura, petrografía y paleomagnetismo de la isla de los Estados, Tierra del Fuego. Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur, Departamento de Apoyo Pedagógico, Facultad de Agronomía, Montevideo: 126-129. Uruguay.
- GORRING, M. L. y S. M. KAY, 2001. Mantle processes and source of Neogene slab-window magmas in southern Patagonia. *Journal of Petrology*, 42: 1067-1094.
- GULER, V., G. R. GUERSTEIN y S. CASADÍO, 2005. New dinoflagellate cyst species from the Calafate Formation (Maastrichtian) Austral basin, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 42 (2): 419-428.
- HATCHER, J. B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, 4 (23): 327-354.
- HATCHER, J. B., 1900. Sedimentary Rocks of Southern Patagonia. *American Journal of Science, Series 4*, 9 (50): 85-108.
- HAUTHAL, R., 1903. Distribución de los centros volcánicos en la República Argentina y Chile. *Revista del Museo de La Plata*, 11.
- HAUTHAL, R., 1904. Gletscherbilder aus den Argentinischen Cordiliere. *Zeitschrift des deutschen und österreichischen Alpenvereins*, 35: 30-56.
- HAUTHAL, R., 1907. Croquis geológico de la región entre lago Argentino y el seno Ultima Esperanza. *Berich. Natur. Gesell., i. Br., Bd. 15*. Friburgo.
- HAUTHAL, R., O. WILKENS y W. PAULCKE, 1907. Die ober Kreide Südpatagoniens und ihre Fauna. *Berich. Natur. Gesell.*, 15. Friburgo.
- HEIM, A., 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera (Preliminary Report). *Ecloegae Geologicae Helvetica*, 33 (1): 25-51.
- HOFFSTETTER, R., H. FUENZALIDA y G. CECIONI, 1957. Chile-Chili. *Lexique Stratigraphique International*, 5 (7): 1-444. París.
- HÜNICKEN, M., 1955. Depósitos neocretácicos y terciarios del extremo SSW de Santa Cruz (Cuenca Carbonífera de Río Turbio). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia» e Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales, Geología* 4 (1): 1-164.
- KATZ, H.R., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 47 (3): 506-524.
- KAY, S., M. GORRING y V. RAMOS, 2004. Magmatic source, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36° S to 52° S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 556-568.
- KIELBOWICZ, A. A., D. J. RONCHI y N. H. STACH, 1983. Foraminíferos y ostrácodos valanginianos de la Formación Springhill, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (3-4): 313-339.
- KILIAN, R., O. WEIGAND y R. ALTERR, 1997. Tertiary to Quaternary chemical trenes of basalts from de Cordillera Baguales (50° S): constraints on the geotectonic evolution of southernmost andes. 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), 3: 1666-1670.
- KRAEMER, P., 1991. Estructura y Evolución de los Andes Patagónicos entre los 49° 40' y 50° 40' lat. sur, provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis doctoral, inédita, 123 pp. Córdoba.
- KRAEMER, P., 1993. Perfil estructural de la Cordillera Patagónica austral a los 50° L.S., Santa Cruz. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 119-125.
- KRAEMER, P., 1994. Segmentación geológica y geofísica en los Andes Patagónicos. ¿Consecuencia de discontinuidades en el rift Jurásico? 49°-51° S. Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, 1: 71-75. Concepción.
- KRAEMER, P. E. y A.C. RICCARDI, 1996. Estratigrafía Jurásico-Cretácica de la región entre los lagos Argentino y Viedma (49° 40' -

- 50° 10' lat. sur), provincia de Santa Cruz. 13° Congreso Geológico Argentino y 3<sup>er</sup> Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 371.
- KRAEMER, P. E. y A. C. RICCARDI, 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 333-360.
- KRAEMER, P., V. PLOSZKIEWICZ y V. RAMOS, 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica austral entre 46° y 52° S. En: Haller, M. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1) 22: 353-364.
- LEANZA, A. F., 1963. *Patagoniceras* gen. nov. (Binneyitidae) y otros ammonites del Cretácico superior de Patagonia Austral con consideraciones de su posición estratigráfica. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* N° 46 (1): 61-70.
- LEANZA, A. F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 689-706. Córdoba.
- LEANZA, H. A., 1981. Faunas de Ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. *Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico*. Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2: 559-597.
- LINARES, E. y R. R. GONZÁLEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina, 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 19*.
- MACELLARI, C. E., C. A. BARRIO y M. MANASSERO, 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 2 (3): 223-239.
- MALAGNINO, E. 1995. The discovery of the oldest extra-Andean glaciation in the Lago Buenos Aires Basin, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 9: 69-83. Balkema.
- MALAGNINO, E. y J. STRELIN, 1992. Variations of Upsala glacier in Southern Patagonia since the late Holocene to the present. In *Glaciological Research in Patagonia*, 1990. (Naruse y Aniya Eds.), Japanese Society of Snow and Ice: 61-85.
- MALAGNINO, E. y J. STRELIN, 1996. Oscilaciones del englazamiento en el brazo norte del lago Argentino y península Herminita desde el Holoceno tardío hasta la actualidad. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 289-308.
- MALUMIÁN, N., 1968. Foraminíferos del Cretácico superior y Terciario del Subsuelo de la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 5 (6): 191-227.
- MALUMIÁN, N., 1990. Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno, sureste del lago Cardiel) provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 365-385.
- MALUMIÁN, N., 1999. La sedimentación y el volcanismo terciarios en la Patagonia Extraandina. 1. La sedimentación en la Patagonia Extraandina. En: *Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales* 29 (18): 557-578.
- MALUMIÁN, N., 2002. El Terciario Marino. Sus relaciones con el eustatismo. En: Haller, M. J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1) 15: 237-244.
- MALUMIÁN, N. y A. CARAMÉS, 1997. Upper Campanian-paleogene from the Río Turbio coal measures in southern Argentina: micropaleontology and the paleocene/Eocene boundary. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (2) 189-201.
- MALUMIÁN, N. y V. MASIUK, 1975. Foraminíferos de la Formación Pampa Rincón (Cretácico inferior) Tierra del Fuego. *Revista Española de Paleontología*. 7 (3): 579-600.
- MALUMIÁN, N. y V. MASIUK, 1976. Foraminíferos característicos de las formaciones Nueva Argentina y Arroyo Alfa, Cretácico inferior, Tierra del Fuego, Argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, 1: 393-411.



- MALUMIÁN, N. y C. NÁÑEZ, 1989. Asociaciones de foraminíferos del Terciario medio de Cuenca Austral: sus relaciones con eventos eustáticos globales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 257-264.
- MALUMIÁN, N. y C. NÁÑEZ, 1991. Paleogeografía del Terciario Medio del Cono Sur: Avance de aguas antárticas. 6° Congreso Geológico Chileno. Resúmenes expandidos: 647-651.
- MALUMIÁN, N. y V. RAMOS, 1984. Magmatic intervals, transgression-regression cycles and oceanic events in the Cretaceous and Tertiary of Southern South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 228-237.
- MALUMIÁN, N., V. MASIUK y J. C. RIGGI, 1971. Micropaleontología y sedimentología de la perforación SC-1, Provincia de Santa Cruz, República Argentina. Su importancia y correlaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26 (2): 175-208.
- MALUMIÁN, N., F. NULLO y V. RAMOS, 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. In: Moullade, M. y A.E.M. Nair (Eds.), *The Phanerozoic Geology of the World II. The Mesozoic B*: 265-304, Elsevier. Amsterdam.
- MALUMIÁN, N., J. PANZA, C. PARISI, C. NÁÑEZ, A. CARAMÉS y E. TORRE, 2000. Hoja Geológica 5172-III Yacimiento Río Turbio, provincia de Santa Cruz. *Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 247*: 1-108.
- MANASSERO, M. J., A. M. IÑÍGUEZ y O. DECASTELLI, 1990. Estratigrafía y argilofacies del Cretácico superior y Terciario inferior de la Cuenca Austral Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 37-47.
- MARENSSI, S., S. CASADÍO y S. SANTILLANA, 2002. La Formación Man Aike al sur de El Calafate (Provincia de Santa Cruz) y su relación con la discordancia del Eoceno medio en la Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57 (3) 341-344.
- MARENSSI, S., V. GULER, S. CASADÍO, R. GUERSTEIN y O. PAPÚ, 2004. Sedimentology and palynology of Calafate Formation (Maastrichtian), Austral Basin, Southern Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*, 25: 907-918.
- MARENSSI, S., C. LIMARINO, A. TRIPALDI y L. NET, 2005. Fluvial systems variations in the Río Leona Formation: Tectonic and eustatic controls in the Oligocene evolution of the Austral (Magallanes) Basin, Southernmost Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 359-372.
- MARSHALL, L. G., R. PASCUAL, G. H. CURTIS y R. E. DRAKE, 1977. South American geochronology: Radiometric Time Scale for Middle to Late Tertiary Mammal-Bearing Horizons in Patagonia. *Science*, 195 (4284): 1325-1328.
- MARSHALL, L. G., R. E. DRAKE, G. H. CURTIS, R. F. BUTLER, F. M. FLANAGAN y C. W. NAESER, 1986. Geochronology of type Santacrucian (Middle Tertiary) land mammalage, Patagonia, Argentina. *Journal of Geology*, 94 (4): 422-457.
- MASSABIE, A., 1990. La faja de corrimientos Río Turbio-La Leona y estructuras menores asociadas. Valle del Río Leona. Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 29-36.
- MC CULLOCH, R., Ch. CLAPPERTON, J. RABASSA y A. CURRANT, 1997. The Natural Setting. The Glacial and Post-glacial Environmental history of Fuego-Patagonia. En: Mc Ewan, C., L. Borrero y A. Preto (Eds.), *Patagonia*. Chapter 1:12-31.
- MEDINA, F. y C. RINALDI, 1986. Ammonoideos del Albiano superior en la Formación Río Mayer de la estancia La Vega, provincia de Santa Cruz. *Instituto Antártico Argentino, Contribución* 324.
- MEGLIOLI, A., 1992. Glacial Geology of Southernmost Patagonia, the Strait of Magellan and Northern Tierra del Fuego. Ph. D. Dissertation, Lehigh University, Bethlehem, U. S. A. Inédito.
- MEJÍA, V., N. D. OPDYKE, J. F. VILAS, B. S. SINGER y J. S. STONER, 2004. Plio-Pleistocene time-averagen field in Southern Patagonia recorded in lava flows. *Geochemical*,

- Geophysical, Geosyst., 5, Q03H08, doi:10.1029/2003GC000633.
- MERCER, J. H., 1965. Glacier variations in southern Patagonia. *Geographical Review*, 55: 390-413.
- MERCER, J. H., 1969. Glaciation in Southern Argentina. More than two million years ago. *Science* 164 (3881): 823-825.
- MERCER, J. H., 1970. Variations of some Patagonian glaciers since the Late-glacial; II. *American Journal of Science*, 269: 1-25.
- MERCER, J. H., 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research* 6: 125-166.
- MERCER, J. H., 1982. Holocene glacier variations of southern Patagonia. *Striae*, 18: 35-40.
- MERCER, J. H. y J. SUTTER, 1982. Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implications for global ice sheet history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 38: 185-206.
- MERCER, J. H., R. J. FLECK, E. A. MANIKEN y W. SANDER, 1975. Southern Patagonia: Glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago. *Quaternary Studies*. En: Suggate, R.P. y M.M. Cresell (Eds.), *The Royal Society of New Zealand*: 223-230.
- MORNER, N. y C. SYLWAN, 1989. Magnetostratigraphy of the Patagonian moraine sequence at Lago Buenos Aires. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 385-390.
- MUÑOZ, J., 1981. Inclusiones ultramáficas del manto superior en Meseta de las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile* 13-14: 64-78.
- MUÑOZ, J., 1982. Basaltos alcalinos y toleíticos del Cenozoico superior en Meseta Las Vizcachas, Magallanes, Chile. 3° Congreso Geológico Chileno, 3 (E): 149-167.
- MUTTI, E. y F. RICCI LUCCHI, 1972. Le turbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11: 191-199.
- NARUSE, R. y P. SKVARCA, 2000. Dynamic features of thinning and retreating Glaciar Upsala, a lacustrine calving glacier in Southern Patagonia. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 32 (4): 485-491.
- NULLO, F., 1978. Descripción Geológica de la Hoja Cerro Fitz Roy, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- NULLO, F., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 59ab Glaciar Perito Moreno y Cordón de los Cristales. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- NULLO, F., 1991. Cuencas extensionales del Mesozoico inferior en el extremo sur de Sudamérica. Un modelo transpresional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 115-126.
- NULLO, F. y A. M. COMBINA, 2002. Sedimentitas terciarias continentales. En: Haller, M.J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1) 16: 245-258.
- NULLO, F. y M. J. HALLER, 2002. Guía de campo Lago Argentino y Glaciar Perito Moreno. 15° Congreso Geológico Argentino, 20 pp.
- NULLO, F. y J. OTAMENDI, 2002. El Batolito Patagónico. En: Haller, M.J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1) 12: 175-187.
- NULLO, F., C. A. PROSERPIO y V. RAMOS, 1978. Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Continental Patagónico. Argentina-Chile. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 455-470.
- NULLO, F., C. A. PROSERPIO y G. BLASCO, 1981a. El Cretácico de la Cuenca Austral. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 1: 181-220. Buenos Aires.
- NULLO, F., C. A. PROSERPIO y G. BLASCO, 1981b. Estratigrafía del Cretácico superior en el cerro Índice y alrededores. 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 373-387.
- NULLO, F., J. L. PANZA y G. BLASCO, 1999. Jurásico y Cretácico de la Cuenca Austral. En: *Geología Regional Argentina, SEGEMAR, Anales* 29: 528-535.
- NULLO, F., G. STEPHENS, C. RISSO y A. COMBINA, 2002. Geomorphology and surficial geology of the Lago Argentino map sheet, Santa Cruz Province, Argentina.

- Geological Society of America Meeting, Abstract with Program. Denver.
- OLIVERO, E., 1987. Cefalópodos y bivalvos titonianos y hauterivianos de la Formación Lago La Plata, Chubut. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 24 (3-4): 181-202.
- OVIEDO, E. S., 1982. Geología del Valle del Río Leona. Provincia de Santa Cruz. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura, inédito.
- PANKHURST, R. J., P. SRUOGA y C. RAPELA, 1993. Estudio geocronológico Rb/Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47° 30' L.S. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 171-178.
- PANKHURST, R. J., T. T. RILEY, C. M. FANNING y S. P. KELLEY, 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41: 605-625.
- PANZA, J. L. y M. HALLER, 2002. El volcanismo jurásico. En: Haller, M.J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1) 7: 89-102.
- PANZA, J. L. y F. NULLO, 1994. Mapa Geológico - Minero de la provincia de Santa Cruz. Secretaría de Minería, Servicio Geológico Nacional.
- PARMA, S. G., 1980. Geología de la Península de Cancha Rayada, lago San Martín.. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura, inédito.
- PAULCKE, W., 1907. Die Cephalopoden der oberen Kreide Sudpatagoniens. *Bes. Nat. Ges.*, 15:167-248. Friburgo.
- PIATNITZKY, A., 1938. Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras* N° 165: 45-85.
- PIPER, D. J. W., 1978. Turbidites muds and silts on deepsea fans and abyssal plain. En Stanley, D. J. & G Kelling (Eds). *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*: 163-176.
- PIPER, D. J. W. y D. A. V. STOW, 1991. Fine-grained turbidites. En Einsele, G., W. Ricken & A. Seilacher (Eds) *Cycles and Events in Stratigraphy*: 360-376. Springer-Verlag.
- PLOSZKIEWICZ, J. V. y V. A. RAMOS, 1977. Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Payaniyeu (Provincia del Chubut). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (3): 209-226.
- POIRÉ, D. G., 2000. Trazas fósiles de la Formación Cerro Toro y su significado ambiental, Cretácico de la Cuenca Austral, Argentina. 2° Congreso latinoamericano de Sedimentología y 8ª Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes 1: 144. Mar del Plata.
- POWELL, J. E., 1986. Revisión de los titanosáuridos de América del Sur. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Tucumán. Tesis doctoral, inédita. 340 pp.
- PROSERPIO, C. A., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 58b, Río Guanaco, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- QUENSEL, P. D., 1911. Geologisch-petrographische Studien in der Patagonischen Kordillera. *Bulletin Geological Institut*, 11: 1-113, Upsala.
- RABASSA, J., 1997. Pliocene and Early Quaternary glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego, Southernmost South America: the status of our knowledge. SASQUA Meeting, Grahamstown, South Africa. July 14-20.
- RABASSA, J., 1999. Late Cainozoic glaciations in Southern South America. INQUA XV Congress, Book of Abstracts: 145.
- RABASSA, J. y Ch. CLAPPERTON, 1990. Quaternary Glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Reviews*, 9:153-174.
- RABASSA, J. y A. CORONATO, 2002. Glaciaciones del Cenozoico tardío en la provincia de Santa Cruz. En: Haller, M.J. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1) 19: 303-316.
- RABASSA, J., C. ROIG, B. SINGER, K. BRUNSTAD, T. TON-THAT e Y. VINCZE, 1996. Bloques erráticos y rasgos periglaciales observados en el cerro del Fraile, Lago Argentino (Santa Cruz, Argentina). 13<sup>er</sup>

- Congreso Geológico Argentino y 3<sup>er</sup> Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 345.
- RABASSA, J., B. ERCOLANO y E. MAZZONI, 1997. Drumlins y geofomas drumlinoides del Pleistoceno Inferior en el valle del Río Gallegos, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Congreso de ABEQUA, Resúmenes. Curitiba.
- RABASSA, J., B. ERCOLANO, E. MAZZONI y M. VÁZQUEZ, 1999. An early Pleistocene drumlin field in Southernmost South America (Province of Santa Cruz, Argentina). INQUAXV International Congress, Book of Abstracts: 145.
- RAMOS, V. A., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 53a, Lago Belgrano, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- RAMOS, V. A., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 47 ab, Lago Fontana, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 183:1-65.
- RAMOS, V. A., 1989. La faja plegada y corrida de la Cordillera Patagónica Austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. 1<sup>er</sup> Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, 2: 951-970.
- RAMOS, V. A., 2002a. El magmatismo paleógeno de la Cordillera Patagónica. En: Haller, M.J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino, Relatorio (1) 11: 165-174.
- RAMOS, V. A., 2002b. El magmatismo neógeno de la Cordillera Patagónica. En: Haller, M. J. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. 15° Congreso Geológico Argentino Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio (1) 13:187-199.
- RAMOS, V. A. y S. KAY, 1992. The Southern Patagonia plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. En: Oliver, R.A., N. Vatin Perignon y G. Laubacher (Eds.), Andean geodynamic Symposium (Grenoble-Francia). Tectonophysics, 205: 261-282.
- RICCARDI, A., 1971. Estratigrafía en el oriente de la bahía de la Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo de La Plata, 7 (Geología), 61: 245-318.
- RICCARDI, A., 1976. Paleontología y edad de la Formación Springhill. 1<sup>er</sup> Congreso Geológico Chileno, 1 (C): 41-56.
- RICCARDI, A., 1977. Berriasian Invertebrate Fauna from the Springhill Formation of Southern Patagonia. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 155 (2): 216-252.
- RICCARDI, A. y E. ROLLERI, 1980. Cordillera Patagónica Austral. En: Turner, J.C. (Ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1173-1306. Córdoba.
- RIGGI, J. C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 12 (2): 65-96.
- ROBBIANO, J. A., H. A. ARBE y A. GANGUI, 1996. Cuenca Austral Marina. En: Ramos, V. y M. Turic (Eds.), 13<sup>er</sup> Congreso Geológico Argentino y 3<sup>er</sup> Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina, Relatorio 17: 323-341.
- ROLL, A., 1937. Estudio geológico de la zona entre el río Shehuen y el Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito.
- ROSSI de GARCÍA, E. y G. BLASCO de NULLO, 1981. Determinación de una fauna proveniente de la Hoja 59 ab, Cordón de los Cristales, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, inédito.
- RUSSO, A. y M. A. FLORES, 1972. Patagonia Austral Extraandina. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, 1: 707-725. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- RUSSO, A., M. A. FLORES y H. DI BENEDETTO, 1980. Patagonia Austral Extraandina. En: Turner, J.C. (Ed.), Geología Regional Argentina, 2: 1431-1462. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- SHELLMANN, G., 1998. Jungkänozoische Landschafts-geschichte Patagoniens (Argentinien). Andine Vorlandvergletscherungen, Talentwicklung und marine Terrasen. Essener Geographische Arbeiten, 29: 1-218. Essen.
- SCOTT, K. M., 1966. Sedimentology and dispersal patterns of Cretaceous flysch sequence. Patagonia Andes, Southern Chile: Bulletin American Association Petroleum Geologists, 50: 72-107.

- SEPÚLVEDA, E. y G. NORRIS, 1982. A comparison of some Paleogene fungal palynomorphs from Antarctic Canada and from the Patagonia, southwestern Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 19: 319-334.
- SHELL C. A. P. S. A., 1965. La palinología en la industria petrolera y algunos resultados palinológicos en la Argentina. *Segundas Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 347-353.
- SINGER, B., L. BROWN, H. GUILLOU, J. RABASSA y L. GUALTIERI, 1999. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages and paleomagnetic data from Cerro del Fraile, Argentina: further constraints on timing of reversals during the Matuyama Chron. IUGG Meeting, Abstracts Volume.
- SKVARCA, P., 1999. Importancia de los glaciares del Hielo Patagónico Sur para el desarrollo de la Provincia de Santa Cruz. Instituto Antártico Argentino, inédito.
- STEINMANN, G., 1892. Un bosquejo de la geología de Sud América. *Revista del Museo de La Plata*, 3.
- STOLLEY, E., 1912. Uber einige Cephalopoden aus der Unteren Kreide Patagoniens. *Acta Zoológica Sueca*, 7 (23): 13-18. Estocolmo.
- STOW, D. A. V., 1979. Distinguishing between fine-grained turbidites and contourites on the Nova Scotian deep water margin. *Sedimentology*, 26: 371-387.
- STRELIN, J., 1995. New evidence on the relationships between the oldest extra-andean glaciations in the Río Santa Cruz area. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 9: 105-116. Balkema.
- STRELIN, J. y E. MALAGNINO, 1996. Glaciaciones Pleistocenas en el lago Argentino y alto valle del río Santa Cruz. *13<sup>er</sup> Congreso Geológico Argentino y 3<sup>er</sup> Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 311-325.
- STRELIN, J. y E. MALAGNINO, 2000. Late glacial history of lago Argentino, Argentina, and age of the Puerto Bandera Moraines. *Quaternary Research*, 54: 329-347.
- STRELIN, J., G. RE, R. KELLER y E. MALAGNINO, 1999. New evidence concerning the Plio-Pleistocene landscape evolution of Southern Santa Cruz region. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 333-342.
- TAUBER, A., 1997a. Bioestratigrafía de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 34 (4): 413-426.
- TAUBER, A., 1997b. Paleoecología de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. *Ameghiniana*, 34 (4): 517-529.
- TAUBER, A., 1999. Los vertebrados de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior, medio) en el extremo sureste de la Patagonia y su significado paleoecológico. *Revista española de Paleontología*, 14 (2): 173-182.
- THOMAS, C. R., 1949a. Geology and Petroleum Exploration in Magallanes Province, Chile. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 33 (9): 1553-1578.
- THOMAS, C. R., 1949b. Manantiales field, Magallanes Province, Chile. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin* 33 (9): 1579-1589.
- TON-THAT, T., B. SINGER, N. MÖRNER y J. RABASSA, 1999. Datación de lavas basálticas por <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar y geología glacial de la región del Lago Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (4): 333-352.
- ULIANA, M. y K. T. BIDDLE, 1988. Mesozoic - Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18 (2): 172-190.
- ULIANA, M. A., K. T. BIDDLE, D. W. PHELPS y D. GUST, 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (4): 231-253.
- VILELA, C. R. y A. CSAKY, 1968. Las turbiditas en los sedimentos cretácicos de la región del lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 209-225.
- WILCKENS, O., 1907. Erlauterung zu R. Hauthals Geologischer Skizze des Gebietes Zwischen dem Lago Argentino und dem Seno de la Última Esperanza (Süd-Patagonien). *Berichten zur Naturforschung Gesellschaft zu Freiburg*, 15: 75-96.

- WILCKENS, O., 1924. Zür stratigraphie von Patagonien. Geologische Rundschau. Bulletin 15.
- WILSON, T., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from Ultima Esperanza District, Chile. Geological Society of America, Bulletin, 103: 98-111.
- WINN, R. D. y R. H. DOTT, 1977. Large-scale traction-produced structures in deep water fan-channels conglomerates in southern Chile. Geology 5: 41-44.
- WINN, R. D. y R. H. DOTT, 1978. Submarine-fan turbidites and resedimented conglomerates in a Mesozoic Arc-rear marginal basin in Southern South America. En: Stanley & Kelling (Eds.), Sedimentation in submarine canyons, fan and trenches. Dowden, Hutchinson y Ross, Stroudsburg: 362-373.
- WINSLOW, M. A., 1981. Mechanisms for basement shortening in the Andean foreland fold belt of southern South America. En: McClay, K.R. y N.J. Price (Eds.), Thrust and Nappe Tectonics. Geological Society of London, Special Publication, 9: 513-528.
- WINSLOW, M. A., 1983. Clastic dikes swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. Geological Society of America, Bulletin, 94: 1073-1080.
- YRIGOYEN, M., 1962. Evolución de la Exploración Petrolera en Tierra del Fuego. Petrotecnia, 12: 28-38.
- YRIGOYEN, M., 1969. El Terciario en la Argentina. Petrotecnia, 19 (4): 30-32.
- ZAMBRANO, J. y C. URIEN, 1970. Geological outline of the basin in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. Journal of Geophysical Research, 75 (8): 1363-1396.

Entregado en octubre de 2005

Validado en julio de 2006

### Agradecimientos

*Los autores expresan su agradecimiento a la colaboración prestada por la Prefectura Naval Argentina, quien facilitó la utilización de una lancha conducida por personal especializado (Fig. 2), para el traslado por todos los sectores del lago Argentino, sin la cual no hubiera sido posible realizar observaciones geológicas en áreas inaccesibles por otros medios.*