

El Cretácico superior-Paleogeno del área del Río Bueno, costa atlántica de la Isla Grande de Tierra del Fuego

Eduardo B. OLIVERO¹, Norberto MALUMIÁN^{2,3}, Susana PALAMARCZUK¹ y Roberto A. SCASSO³

¹Centro Austral de Investigaciones Científicas, CADIC-CONICET, Avda. Malvinas Argentinas s/n; 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina. E-mail: eolivero@satlink.com

² SEGEMAR y CONICET; Benito Correa 1194; (1107) Buenos Aires, Argentina. E-mail: malumian@mpgeol.gov.ar

³Dto. Ciencias Geológicas; FCEN, Universidad de Buenos Aires y CONICET, Ciudad Universitaria, Pabellón II, Núñez, Buenos Aires. E-mail: rscasso@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. La sección compuesta del Cretácico superior-Paleogeno en la faja plegada y corrida de los Andes Fueguinos, al sur de los 54° 30'S, alcanza 1400 m de espesor. En la base, la Formación Policarpo, espesor mínimo 350 m, consiste en areniscas tobáceas y areniscas y limolitas bioturbadas. Los amonites *Maorites densicostatus* y *Diplomoceras* sp., foraminíferos comunes con la Zona de *Gaudryina healyi* y los dinoquistes *Manumiella seelandica* y *Operculodium* cf. *azcaratei* indican una edad maastrichtiana. Las rocas del Paleoceno a Eoceno inferior incluyen cuatro formaciones nuevas. La Formación Cabo Leticia (ca. 150 m), Paleoceno, consiste en depósitos de flujos gravitatorios: brechas, conglomerados y areniscas tobáceas masivas. La Formación La Barca (ca. 220 m), incluye dos miembros: LB1, areniscas tobáceas con intercalaciones de limolitas carbonosas y LB2, fangolitas negras con *Palaeocystodinium golzowense* y *Spiroplectammina spectabilis*. *P. golzowense* y la Asociación de *Bulimina karpatica* en LB1 indican una edad paleocena tardía. La Formación Punta Noguera (380 m) está constituida predominantemente por areniscas tobáceas masivas, glauconíticas, con intercalaciones de paquetes de turbiditas. Dinoquistes del grupo de *Apectodinium*, *Deflandrea robusta*, *Palaeocystodinium* sp., y *Odontodinium askinae*; los foraminíferos *Alabama creta*, *Charltonina acutimarginata*, *Valvulineria teurensis* y la primera ocurrencia de *Elphidium* y *Cribrorotalia*, sugieren una edad cercana al límite Paleoceno/Eoceno. La Formación Cerro Ruperto (200 m) consta principalmente de areniscas finas limosas, glauconíticas y limolitas; la dominancia de *Deflandrea dartmooria* indica una edad eocena temprana. Apoyada en discordancia angular, la Formación Río Bueno (ca. 60-80 m) está formada por rocas carbonáticas. Su miembro RB1, grainstones friables e indurados rítmicamente estratificados, con los foraminíferos planctónicos *Planorotalites australiformis* y *Subbotina linaperta* se asigna al Eoceno medio bajo. Su miembro RB2, alternancia regular de grainstones y margas y micritas bioturbadas, con *Elphidium saginatum* y *Bulimina* cf. *bortonica* se asigna al Eoceno medio medio. Los rasgos sedimentarios y estratigráficos del conjunto Maastrichtiano/Eoceno tienen un fuerte control tectónico, que sugiere que el inicio de la etapa de antepaís para la cuenca habría comenzado como mínimo en el Maastrichtiano.

Palabras clave: *Cretácico-Paleogeno; Tierra del Fuego; Estratigrafía; Foraminíferos; Dinoquistes*

ABSTRACT. *The Upper Cretaceous-Paleogene from the Río Bueno area, Atlantic coast of the Isla Grande de Tierra del Fuego.* A composite section, 1400 m thick, is established for the Upper Cretaceous-Paleogene strata in the fold and thrust belt of the Andes Fueguinos, south of 54° 30'S. The basal Policarpo Formation, > 350 m thick, consists of tuffaceous sandstones and bioturbated sandstones and siltstones. The ammonites *Maorites densicostatus* and *Diplomoceras* sp.; foraminifera common to the *Gaudryina healyi* Zone; and the dyncocysts *Manumiella seelandica* and *Operculodium* cf. *azcaratei* indicate a Maastrichtian age. The Paleocene to lower Eocene include four new formations. The Cabo Leticia Formation, c.150 m, Paleocene, consists of gravity flows deposits: breccias; conglomerates; and massive, tuffaceous sandstones. La Barca Formation, c. 220 m, includes two members: LB1, tuffaceous sandstones and intercalated carbonaceous siltstones; and LB2, black mudstones with *Palaeocystodinium golzowense* and *Spiroplectammina spectabilis*. *P. golzowense* and the *Bulimina karpatica* Assemblage in LB1 indicate a late Paleocene age. Punta Noguera Formation, 380 m, is dominated by glauconite rich, massive, tuffaceous sandstones with interbedded turbidite packages. The dyncocyst group *Apectodinium*, *Deflandrea robusta*, *Palaeocystodinium* sp., and *Odontodinium askinae*; the foraminifera *Alabama creta*, *Charltonina acutimarginata*, *Valvulineria teurensis* and the first occurrence of *Elphidium* and *Cribrorotalia* suggest an age near the Paleocene/Eocene boundary. The Cerro Ruperto Formation, 200 m, is dominated by glauconite rich, silty very fine sandstones and siltstones; dominance of *Deflandrea dartmooria* indicate an early Eocene age. Resting on angular unconformity, the Río Bueno Formation, c. 60-80 m, consists of carbonate rocks; its member RB1, rhythmically bedded grainstones, with the planktic foraminifera *Planorotalites australiformis* and *Subbotina linaperta* is of early middle Eocene age; and its member RB2, regular alternation of grainstones and bioturbated marls and micrites, with *Elphidium saginatum* and *Bulimina* cf. *bortonica*, is assigned to the mid middle Eocene. The sedimentary and stratigraphic features of the Maastrichtian/Eocene have a strong tectonic control, suggesting that the foreland phase of evolution of the basin has been active at least since the Maastrichtian.

Key words: *Cretaceous-Paleogene; Tierra del Fuego; Stratigraphy; Foraminifera; Dyncocysts*

Introducción

En el subsuelo de la Isla Grande de Tierra del Fuego y plataforma atlántica adyacente, las cuencas de antepaís Austral y Malvinas -productora y con acumulaciones de hidrocarburos, respectivamente- se caracterizan por una columna sedimentaria del Mesozoico-Paleogeno que supera los 6 km de potencia. Ambas cuencas tienen una evolución geológica semejante y su estructuración como cuencas de antepaís adosadas al flanco septentrional del orógeno Andes Fueguinos-Arco de Scotia Norte se produce, de manera todavía no bien conocida, durante el Cretácico tardío-Paleogeno. Hacia el antepaís, en el norte de la Isla, ambas cuencas están claramente separadas por un alto del basamento conocido como la dorsal de Dungeness o Río Chico. Esta dorsal se hunde hacia el sur y en las cercanías del orógeno desaparece la delimitación entre ambas cuencas (Biddle *et al.* 1986; Galeazzi 1998; Malumián y Olivero 1998).

Como resultado de la prospección de hidrocarburos en la Isla Grande de Tierra del Fuego y su plataforma atlántica, la geología del Cretácico superior-Paleogeno de las cuencas Austral y Malvinas es relativamente bien conocida en el subsuelo, particularmente en las áreas del centro y norte de la Isla próximas al antepaís. Hacia el sur de la Isla y en las cercanías de la faja plegada del orógeno fueguino, la estratigrafía del Cretácico superior-Paleogeno es muy poco conocida en el subsuelo. No obstante, la escasa información publicada indica una notable variación del espesor y de la preservación de las sedimentitas de esta edad hacia el sur de la Isla (Biddle *et al.* 1986; Galeazzi 1998).

Área de estudio. Metodología y objetivos

En el sureste de la Isla Grande de Tierra del Fuego, en la península Mitre, la faja plegada del Cretácico superior-Paleogeno está muy bien expuesta en la costa atlántica entre la Bahía Thetis y el Cabo Leticia. Sin embargo, debido a las dificultades de acceso y lejanía, la geología de la costa atlántica es prácticamente desconocida. En continuidad con trabajos previos (Malumián *et al.* 1994; Malumián y Olivero 1998; Olivero y Malumián 1999), este estudio realizado en el tramo de la costa atlántica de la península Mitre, entre el Cabo José y la Caleta Falsa (Fig. 1), brinda un nuevo esquema estratigráfico para el Cretácico superior-Paleogeno.

Sobre la base de relevamientos de mapas y perfiles detallados, estudios petrográficos, micropaleontológicos y de palinomorfos se reconoce en el área de estudio una compleja sucesión de sedimentitas marinas, ca. 1400 m de espesor, que incluye al Maastrichtiano: Formación Policarpo; Paleoceno-Eoceno inferior: Formaciones Cabo Leticia, La Barca y Punta Noguera y Eoceno inferior-medio superior: Formaciones Cerro Ruperto y Río Bueno. Las rocas mari-

nas de las cercanías del límite Paleoceno-Eoceno son muy poco conocidas en altas latitudes australes, de manera que el descubrimiento de estas rocas en el área de estudio tiene considerable interés. Por una parte, tienen interés porque llenan un vacío en el conocimiento estratigráfico de las cuencas Austral y Malvinas en el área próxima al orógeno de los Andes. Y por la otra, porque tienen el potencial de poder estudiar la evolución de la biota en tiempos sumamente particulares en que se produce el óptimo climático del Cenozoico. De tal manera, el objetivo de este trabajo es dar a conocer este nuevo esquema estratigráfico y discutir brevemente las relaciones geológicas entre las formaciones reconocidas en superficie y aquéllas del subsuelo, en especial con referencia al esquema estratigráfico de Galeazzi (1998).

Antecedentes

Furque y Camacho (1949), en el primer antecedente sobre la estratigrafía en la península Mitre (Fig. 1), diferenciaron cuatro paquetes sedimentarios expuestos entre la Bahía Thetis y el Cabo Leticia: Estratos de la Bahía Thetis (Campaniano); Estratos de Policarpo (Campaniano); Estratos de Leticia (Maastrichtiano) y Estratos del Río Bueno (Daniano). Los tres últimos paquetes fueron incluidos en la Serie del Río Claro. Camacho (1967) en parte los nominó como formaciones y consideró que solamente la Formación Río Bueno se correlaciona con la Formación Río Claro (véase además Buatois y Camacho 1993). Fuera de las observaciones puntuales realizadas por Acevedo (1988), los trabajos de Malumián y Olivero (1998), Olivero y Malumián (1999) y Olivero (2000) constituyen los últimos antecedentes directos sobre la geología del área.

Los estratos diferenciados por Furque y Camacho (1949) entre la Bahía Thetis y el Cabo Leticia fueron reconocidos en forma preliminar por Olivero y Malumián (1999). Los Estratos de Leticia del área del Cerro Colorado - Punta Torcida - Cabo Campo del Medio, situada al ONO del área de estudio, y considerada por Furque y Camacho (1949) como más representativa de las principales características de estos estratos, son actualmente referidos al Grupo La Despedida. El grupo incluye a las Formaciones Punta Torcida (215 m de espesor, Eoceno inferior); Leticia (520 m de espesor, Eoceno Medio alto) y Cerro Colorado (855 m de espesor, Eoceno medio alto- Eoceno superior) (Olivero y Malumián 1999, véase además Malumián *et al.* 1994).

En un esquema de carácter regional, Olivero *et al.* (1999) agrupan a las sedimentitas expuestas entre la Bahía Thetis y el Cabo José (Fig. 1) de la siguiente manera: Cretácico superior (Formación Cerro Matrero y equivalentes); Paleoceno (Formación Río Claro y equivalentes); Eoceno (Grupo La Despedida). En

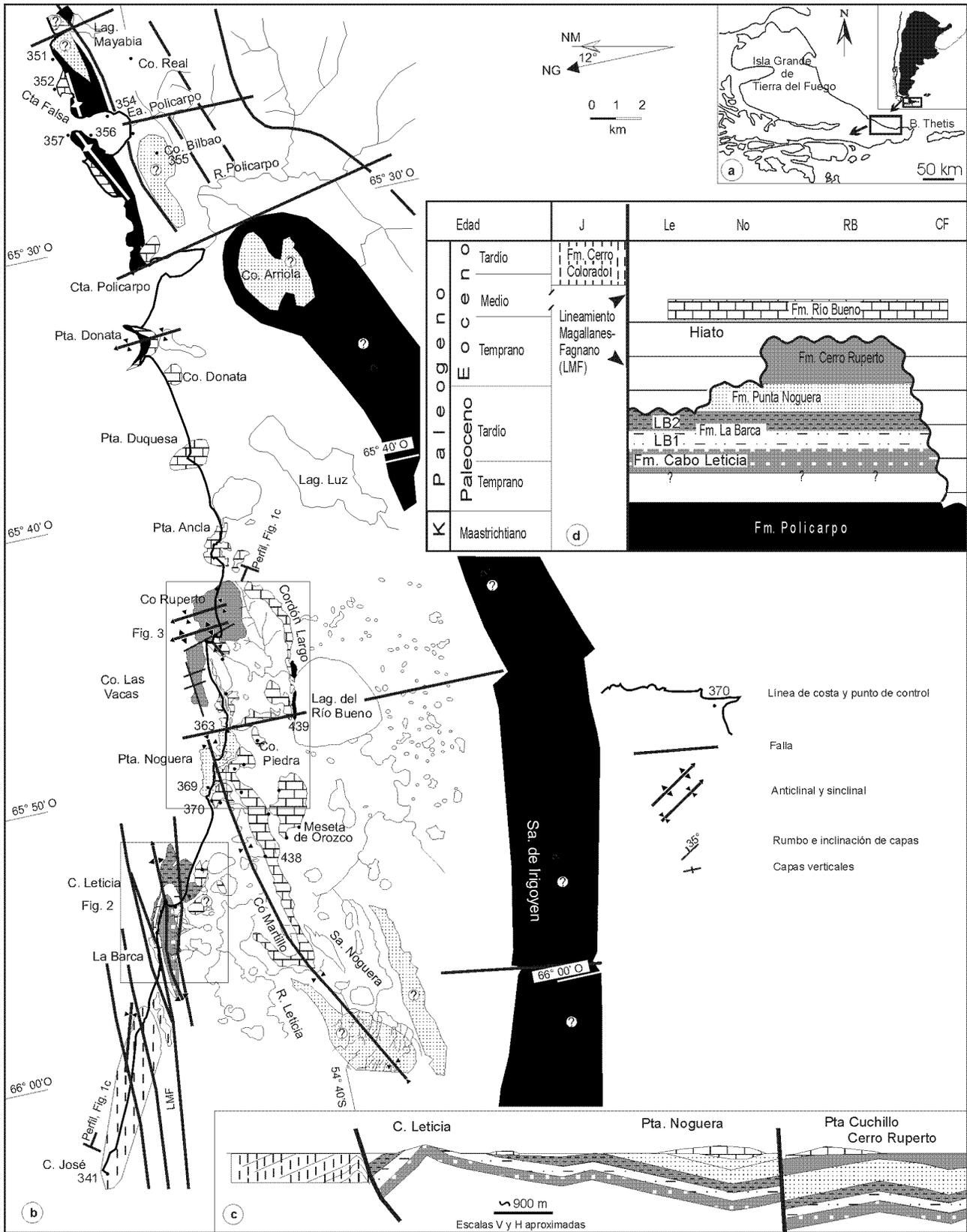


Figura 1: a, Mapa de ubicación. b, Bosquejo geológico del área situada entre Caleta Falsa y Cabo José; los recuadros indican la ubicación de las Figuras 2 y 3. c, Perfil geológico esquemático mostrando la estructura y relaciones estratigráficas entre las unidades diferenciadas. Sólo se muestran las fallas principales. Escalas vertical (V) y horizontal (H), aproximadas. d, Cuadro cronoestratigráfico y símbolos litológicos de unidades diferenciadas; CF= Caleta Falsa; RB= Río Bueno; No= Punta Noguera; Le= Cabo Leticia; J= Cabo José.

este trabajo se analiza con mayor detalle la estratigrafía de parte de las sedimentitas referidas por Olivero *et al.* (1999) al Cretácico superior y al Paleoceno. Como resultado, en el área de estudio (Fig. 1b) se diferencian las siguientes formaciones: Formación Policarpo, Furque y Camacho 1949 (Maastrichtiano); Formación Cabo Leticia (Paleoceno); Formación La Barca (Paleoceno superior); Formación Punta Noguera (proximidades del límite Paleoceno/Eoceno); Formación Cerro Ruperto (Eoceno inferior) y Formación Río Bueno, Furque y Camacho 1949 (Eoceno medio).

Estratigrafía

Formación Policarpo. Furque y Camacho 1949. Cretácico superior, Maastrichtiano

Litología y espesor: Sucesión predominantemente compuesta de fangolitas arenosas y areniscas muy finas limosas, gris oscuras, muy compactas, con estratificación poco definida y abundantes hojuelas de mica. Esta sucesión se caracteriza por sus conspicuos y espesos horizontes con abundante bioturbación y niveles de concreciones, que resaltan por su color gris claro y amarillo pálido. La porción basal de la sucesión tiene granometría más gruesa, con estratificación bien definida de bancos alternantes, muy indurados, de arenisca medianas y finas, gris claras, tobáceas y con laminación paralela, con interposición de fangolitas arenosas gris oscuras. Un rasgo característico de la facies más fina, es la abundancia de tubos de “*Terebellina*” (Fig. 5), que constituye la pista élite. Ciertos niveles contienen abundante piritita diseminada.

La sucesión presenta deformación notable, con plegamiento bastante apretado y capas subverticales o con inclinaciones superiores a los 40°, frecuentemente cortadas por fallas, de manera que es difícil seguir la sucesión de bancos y estimar su espesor. No obstante, en el anticlinal expuesto entre los puntos 356 y 357 (Fig. 1b), se puede establecer la siguiente sucesión de paquetes estratigráficos, de aproximadamente 180 m de espesor.

1. La parte basal, en el núcleo del anticlinal, comprende areniscas finas limosas, tobáceas, grises, muy bien estratificadas, en bancos de espesor variable entre 1 m y 0,35 m interestratificadas con bancos de 0,1 m de espesor de arenisca fina, con laminación paralela y escasa matriz y limolita arenosa oscura, de hasta 0,2 m de espesor. Espesor estimado: 40 metros.

2. Sigue una sucesión de estratificación rítmica de bancos de arenisca fina y mediana, tobácea (0,10 m de espesor), intercalados con fangolitas y areniscas muy finas limosas (1 m a 2 m de espesor), con frecuente bioturbación y niveles con concreciones fosilíferas. Espesor estimado: 50 metros.

3. La porción estratigráficamente más alta comprende una sucesión relativamente monótona de fangolitas

arenosas y areniscas muy finas limosas, de tonalidades oscuras, con estratificación poco notoria, muy bioturbadas y con niveles de concreciones, en parte fosilíferas. Espesor parcial estimado: 90 metros.

Sobre la margen nordeste de la Caleta Falsa y en la costa entre los puntos 354 y 351 (Figs. 1b y 5), el paquete 3 alcanza mayor espesor, estimándose un mínimo entre 250 m y 350 m de fangolitas arenosas y areniscas muy finas limosas de tonalidades oscuras, que se caracterizan por intensa bioturbación, con notables lóbulos de *Zoophycos* de hasta 0,60 m de diámetro y densos tubos de “*Terebellina*”. En la Punta Donata, se estima un espesor mínimo de 40 m de fangolitas y areniscas muy finas limosas, bien estratificadas y con abundantes concreciones fosilíferas. En las cercanías del punto 439, sobre la margen norte de la laguna del río Bueno, se exponen aproximadamente 20-40 m de fangolitas bioturbadas con abundantes concreciones fosilíferas, entre las que se intercalan escasos bancos (0,20-0,30 m de espesor) de arenisca fina-mediana tobácea y tufita-toba.

Al microscopio, las areniscas muy finas limosas muestran clastos angulosos densamente empaquetados, con escaso cemento de clorita. La fracción clástica está dominada por fragmentos de pasta volcánica andesítica (55-60%); cristales idiomorfos de plagioclasa, fresca y con zonalidad o con extinción ondulosa y muy alterada (25-30%) y cristales de cuarzo, límpidos y con extinción relámpago (10-15%). En forma muy subordinada hay clastos redondeados de cuarzo y sericita, el primero con marcada extinción ondulosa, y cristales de biotita deferrizada y cloritizada. Las areniscas finas y medianas, tobáceas están dominadas por grandes cristales idiomorfos (hasta 5 mm) de plagioclasa límpida y con marcada zonalidad; fragmentos vítreos pumíceos y de pasta andesítica y, en forma subordinada, cristales idiomorfos de hornblenda y biotita. La mayor parte de los fragmentos líticos volcánicos está completamente reemplazada por carbonato. En parte hay abundantes granos cloritizados sobre una base reléctica de vidrio volcánico y probable glauconita.

Distribución areal y relaciones estratigráficas: Las mejores exposiciones se encuentran sobre la costa, entre la Caleta Policarpo y sector aledaño a la Caleta Falsa-Estancia Policarpo, a la Punta Donata y sobre la margen norte de la laguna del río Bueno (Fig.1). Hacia el este de la Caleta Policarpo, la formación está bien expuesta entre el Cabo San Vicente y la Bahía Thetis. La mayor parte de la faja de lomadas que constituyen la porción oriental de la sierra de Irigoyen por el O, hasta los cerros Arriola, Bilbao por el E, está cubierta por vegetación. Por similitud de rasgos manifiestos en fotografías aéreas e imágenes satelitales, se interpreta que la mayor parte de estas lomadas está constituida por la Formación Policarpo (Fig. 1b).

La base de la formación no está expuesta en el área

de estudio. La unidad está cubierta en neta discordancia angular por la Formación Río Bueno (Eoceno medio). La discordancia está muy bien expuesta en el cuerno oriental del sinclinal de la Punta Donata; en otras localidades los contactos están cubiertos y aparentemente serían de origen tectónico.

Paleontología, edad y correlación: Furque y Camacho (1949) mencionan, para el área occidental de la Caleta Falsa, gastrópodos, bivalvos y equinoideos. En las cercanías del punto 357 se encontraron, en concreciones y dispersos en las fangolitas del paquete 2, gastrópodos, entre ellos *Aporrhais* aff. *gregaria* Wilckens que también se reconoce en la Punta Donata, escafópodos y corales solitarios. En el punto 439, sobre la margen norte de la laguna del río Bueno, se hallaron amonites referibles a *Maorites densicostatus* (Kilian y Reboul), *Diplomoceras* sp. y fragmentos tentativamente asignados a los géneros *Anagaudryceras* y *Pachydiscus*. La asociación de amonites del punto 439 presenta parte de los elementos característicos de la Formación López de Bertodano de la Antártida (Macellari 1986) asignada al Maastrichtiano.

Respecto a las pistas fósiles, los tubos de "*Terebellina*" son dominantes. Por sectores, especialmente en las cercanías de los puntos 354 y 349, son notorios grandes lóbulos de *Zoophycos* (Fig. 5). Con menor abundancia, se presentan los icnogéneros *Tasselia*, *Phycodes* y *Chondrites*.

En el punto 351 se recuperaron asociaciones de dinoflagelados con bajo número de ejemplares, de baja diversidad, y con una muy pobre preservación. Se registraron poblaciones de *Manumiella seelandica*, junto a *Operculodinium* cf. *azcaratei*, además de algunos pocos ejemplares de quistes no determinables. Por comparación con asociaciones previamente estudiadas, especialmente aquéllas de la Antártida, el conjunto se considera indicativo del Maastrichtiano tardío.

Cinco muestras procesadas por microfósiles en las cercanías del punto 351 resultaron estériles. En el punto 439, cuatro muestras contienen material relativamente abundante, conformado por foraminíferos aglutinados relativamente bien conservados y muy escasos foraminíferos calcáreos mal conservados de color caramelo. En parte, hay además radiolarios esféricos y turrilíneos, espículas de esponjas silíceas, espinas de equinodermos, diatomeas piritizadas y escasos dientes de peces, asociados a piritita en pequeños cristales idiomorfos aglomerados en bolitas de medio milímetro y a glauconita con diferentes tonalidades verdosas.

Los foraminíferos aglutinados, en orden de abundancia en la muestra más diversa (439-1d) y sobre 200 ejemplares, son:

<i>Thalmanamina</i> cf. <i>turbinata</i> (Brady).....	44%
<i>Spiroplectamina spectabilis</i> (Grzybowski).....	25%
<i>Recurvoides</i> sp.....	9%

<i>Gerochammina conversa</i> (Grzybowski).....	8,5%
<i>Gaudryina healyi</i> Finlay.....	2,5%
<i>Haplophramoides</i> sp.....	2%
<i>Bathysiphon</i> sp.....	2%
<i>Rhabdammina</i> sp.....	2%
<i>Ammodiscus</i> sp.....	0,5%
<i>Hyperammina</i> sp.....	0,5%
<i>Haplophragmoides kirki</i> Wickenden.....	0,5%
<i>Spiroplectamina</i> cf. <i>laevis</i> (Roemer), <i>Budashevaella multicamerata</i> (Voloshinova y Budasheva), <i>Cystamina pauciloculata</i> (Brady), <i>Dorothia bulleta</i> (Carsey)	

En las otras muestras del punto 439 se reconocieron además:

<i>Ammoescalaria</i> sp.,
<i>Bathysiphon californicus</i> Martin,
<i>Gaudryina</i> sp.,
<i>Glomospira corona</i> (Cushman y Jarvis),
<i>Haplophragmoides?</i> sp.,
<i>Reticulophragmium</i> sp.

Los foraminíferos calcáreos son:

<i>Alabamina?</i> sp.,
<i>Anomalinoidea</i> cf. <i>piripaua</i> (Finlay),
<i>Charltonina acutimarginata</i> (Finlay),
<i>Gyroidinoides</i> cf. <i>globosus</i> (Hagenow),
<i>Gyroidinoides</i> cf. <i>nodus</i> Belford,
<i>Lenticulina</i> sp.,
<i>Nodosaria longiscata</i> d'Orb.,
<i>Nodosaria?</i> sp.,
<i>Osangularia?</i> sp.,
<i>Pseudonodosaria?</i> sp.,
<i>Pullenia cretacea</i> Cushman,
<i>Praebulimina</i> sp.,
<i>Praebulimina kickapooensis</i> (Cole),
<i>Saracenaria triangularis</i> d'Orbigny de Huber 1988,
<i>Globorotalites?</i> sp.,
<i>Quadrimorphina allomorphinoides</i> (Reuss)

Dentro de los foraminíferos encontrados, *C. acutimarginata* se conoce desde el Haumuriano superior, *G. healyi* desde la base del Haumuriano y ambas hasta el Teuriano. *S. spectabilis*, *A. piripaua* y *P. kickapooensis* desde el Haumuriano al Teuriano (Hornibrook *et al.* 1989). La última, en la cuenca Austral se reconoce desde el Laziano al techo del Germaniano. En términos generales la microfauna contiene especies comunes con las del Maastrichtiano de la Antártida (Huber 1988) y con la Zona de *G. healyi* correspondiente a los términos superiores de la Formación Cabeza de León en la cuenca Austral (Malumián y Masiuk 1976).

La Formación Policarpo se correlaciona con las unidades de subsuelo Arenas Glauconíticas (Galeazzi 1998) y la parte superior ("Fragmentosa") de la Formación Cabeza de León (Flores *et al.* 1973), ambas

referidas en parte al Maastrichtiano. En superficie se correlaciona con la parte superior de la Formación Cerro Matrero, expuesta en la región central de la Isla Grande de Tierra del Fuego (Martinioni *et al.* 1999) y con la Formación Rocallosa y el piso Riescoiano de Chile.

Paleoecología y ambiente de depositación: El predominio de sedimentos finos, la densa bioturbación y la presencia de *Zoophycos*, traza típica de aguas tranquilas y sedimentos con abundante materia orgánica, sugieren ambientes de plataforma y/o talud. Los cristales frescos de plagioclasa idiomorfa y de fragmentos líticos andesíticos sugieren volcanismo activo durante la sedimentación y retrabajo de material piroclástico.

El dominio de formas aglutinadas sugiere ambientes turbidíticos y corrosivos en donde sólo ocasionalmente se han preservado formas calcáreas resistentes a la corrosión. La abundancia de *S. spectabilis*, una forma considerada infaunal detritívora, junto con *Gerochammina conversa*, conforman un par de especies que se encuentran preferentemente en lutitas verde oscuras con mayor contenido de carbono orgánico y pueden caracterizar ambientes con altos flujos orgánicos (Kaminski *et al.* 1996), en especial los niveles con marcada dominancia de formas biseriales como *S. spectabilis* indican severas condiciones de disoxia (Kaminsky *et al.* 1995).

Formación Cabo Leticia. Paleoceno

Perfil tipo y espesor: La Formación corresponde a parte de los “Estratos de Leticia”, descritos por Furque y Camacho (1949). En su concepción original los “Estratos de Leticia” incluían un conjunto litológico muy variado y que en parte fue asignado al Grupo La Despedida, constituido por las Formaciones Punta Torcida (Eoceno Inferior), Leticia (Eoceno Medio superior) y Cerro Colorado (Eoceno medio

alto-Eoceno superior) (Olivero y Malumián 1999). Furque y Camacho (1949) no designaron un perfil tipo para los “Estratos de Leticia”, y basaron la descripción litológica y su edad principalmente sobre características de las areniscas de las localidades de Punta Torcida y Cabo Campo del Medio. Específicamente, en estas localidades se definió el perfil tipo de la Formación Leticia (Véase Olivero y Malumián 1999, Fig. 2), manteniendo el nombre original de Furque y Camacho (1949) que ya estaba establecido en la literatura geológica.

Las sedimentitas expuestas en el Cabo Leticia propiamente (Fig. 6), tienen rasgos litológicos distintivos y edad diferente a la de las formaciones incluidas en el Grupo La Despedida, especialmente respecto a la Formación Leticia (Olivero y Malumián 1999), diferenciándose así como otra unidad. El perfil tipo se designa en el Cabo Leticia, topónimo que origina el nombre, y donde la Formación está muy bien expuesta en el núcleo de un anticlinal asimétrico y alcanza un espesor mínimo de 150 metros (Figs. 1b y 4).

Litología: La Formación Cabo Leticia está compuesta de una alternancia de bancos espesos de brecha con intraclastos de fangolita, con bloques de hasta 1 m de diámetro; conglomerado fino-mediano y arenisca mediana y gruesa, tobácea. Son rocas muy compactas e induradas, gris verdosas, con tonalidades claras y oscuras, fuertemente deformadas. Las capas inclinan entre 60° y 90° y están afectadas por un denso sistema de fracturas, frecuentemente rellenas por calcita esparítica con potencia individual de hasta 2 metros. Por sectores, este sistema de fracturas ha originado un intenso brechamiento tectónico de las rocas de la Formación Cabo Leticia.

La parte inferior (0 a 40 m, Fig. 4) se compone de una alternancia de bancos espesos, con estratificación poco definida, de arenisca mediana-gruesa y brecha. Los bancos de arenisca (espesor variable entre 2 y 6 m), son mayormente masivos, sólo ocasionalmente presentan laminación paralela; son algo conglomerádicos, con bivalvos dispersos, principalmente fragmentos de valvas de ostreoides y lentes de límites difusos compuestos de intraclastos angulosos de fangolita y fragmentos de concreciones fosfáticas. Las brechas (Fig. 6) constituyen lentes o bancos (espesor variable entre 0,20 m y 1m) con límites transicionales. Están integradas por intraclastos angulosos de fangolita indurada (diámetros más frecuentes entre 0,03 a 0,10 m, y variable entre 0,01 y 1m), que flotan en matriz de arena gruesa.

La parte media (40 m a ca. 95 m, Fig. 4) se compone de una alternancia de bancos de conglomerado de color gris verdoso oscuro (espesor variable entre 0,20 m y 1m) y arenisca conglomerádica (espesor variable entre 0,15 m y 3 m). Los conglomerados están formados por clastos bien redondeados, de selección moderada a mala (diámetro medio 0,01m; rango 0,003 m a 0,20 m), predominantemente compuestos de volcanitas

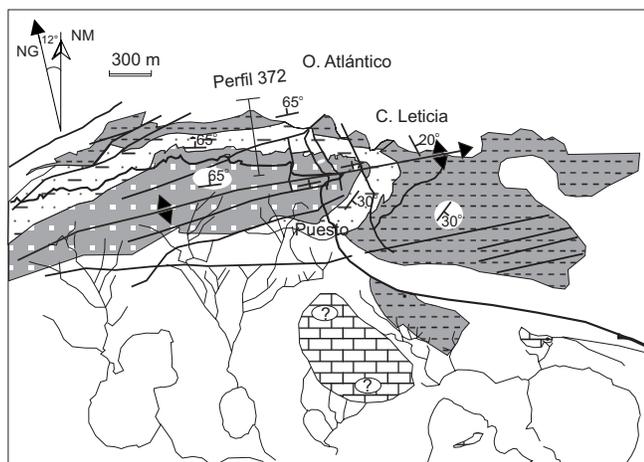


Figura 2: Mapa geológico de detalle del área del Cabo Leticia. Símbolos litológicos igual que en la figura 1.

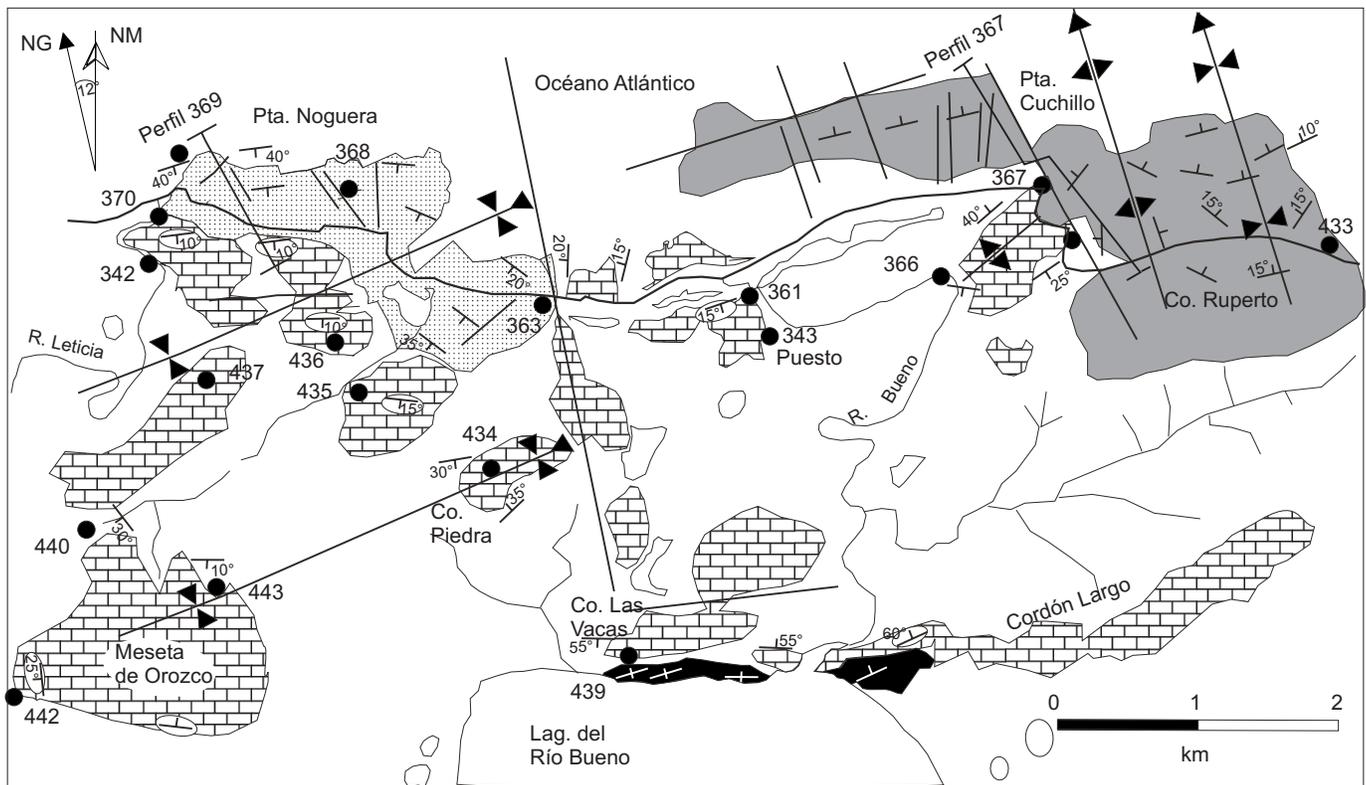


Figura 3: Mapa geológico de detalle del área situada entre la Punta Noguera y en cerro Ruperto. Símbolos litológicos igual que en la figura 1.

andesíticas y, en menor proporción, metavulcanitas ácidas. Sólo en dos bancos, los clastos mayores están predominantemente constituidos por nódulos fosfáticos. Los conglomerados tienen textura flotante, con abundante matriz arenosa y bioclastos. La mayoría de los bancos tiene gradación normal de clastos, menos frecuentemente gradación inversa-normal, y ocasionalmente estratificación entrecruzada. Las areniscas conglomerádicas se intercalan regularmente entre los bancos de conglomerado y presentan clastos redondeados aislados y abundante bioclastos, principalmente fragmentos de valvas de ostreidos y escafópodos.

La parte superior (95 m a 150 m, Fig. 4) se compone de arenisca mediana-gruesa, masiva o con estratificación difusa y estratificación paralela mal definida, con escasos bancos de brecha y arenisca conglomerádica intercalados. Abundan los bioclastos y concreciones esféricas dispersas, de hasta 10 cm de diámetro. Los fragmentos de valva frecuentemente se encuentran piritizados.

Al microscopio, las areniscas presentan denso empaquetamiento de clastos angulosos, mal seleccionados, dominados por cristales idiomorfos de plagioclasa (andesina-labradorita, hasta un 30%), muy alterados y con extinción ondulosa o relativamente límpidos y con marcada zonalidad y fragmentos líticos andesíticos (ca. 50%). El resto de la fracción clástica tiene proporciones variables de metavulcanitas ácidas,

metapelitas, cristales idiomorfos de minerales máficos y muy escasos granos de cuarzo y glauconita. Un rasgo significativo de la formación es la abundancia relativa de minerales máficos (entre 7% y 10%) compuestos de cristales idiomorfos, relativamente frescos, de hornblenda y clinopiroxeno. El cemento es siempre inferior al 15% y se compone de clorita y calcita esparítica.

Límites estratigráficos y distribución: La Formación Cabo Leticia ha sido reconocida únicamente en su área tipo. La base no está expuesta y el techo infrayace en aparente transición a las areniscas y pelitas inferiores de la Formación La Barca. Las areniscas muy induradas expuestas en la cima del cerro Bilbao y en las cercanías de la laguna Mayabía (Fig. 1b) presentan cierta similitud con esta formación; no obstante estas areniscas se asignan, con dudas, a la Formación Punta Noguera sobre la base de la común presencia de abundante glauconita y ausencia de minerales máficos, brechas y conglomerados característicos de la Formación Cabo Leticia.

Fauna, edad y correlación: Los abundantes fragmentos de valva están mal preservados y sólo se puede precisar que están predominantemente constituidos por ostreidos. La formación se refiere tentativamente al Paleoceno sobre la base de su aparente contacto transicional con la Formación La Barca, referida por sus palinomorfos y microfósiles calcáreos al Paleoceno tardío.

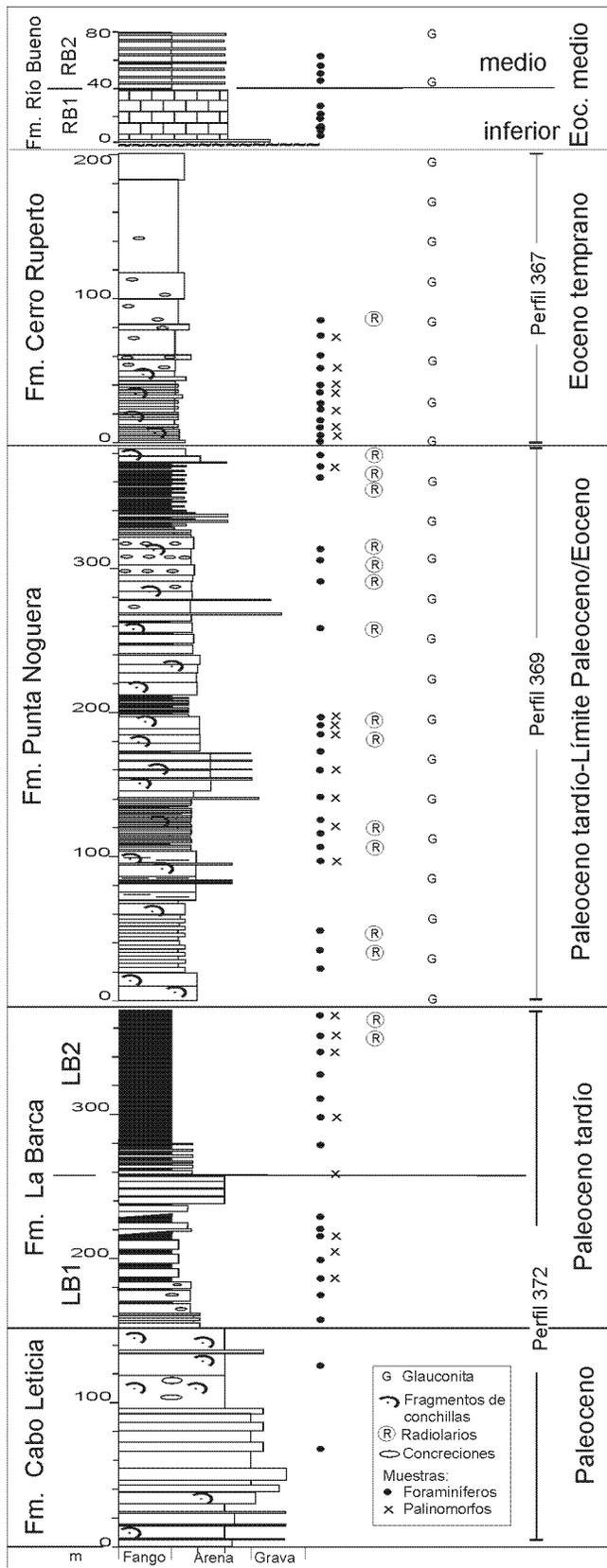


Figura 4: Perfil columnar compuesto ilustrando litología, ubicación de muestras y edad de las unidades del Paleoceno-Eoceno. Los localidades de los perfiles individuales se muestran en las Figuras 2 y 3.

Tentativamente, la Formación Cabo Leticia se correlaciona con parte de los conglomerados y areniscas referidos al Paleoceno por Martinioni *et al.* (1999) para la sierra de Apen, en la región central de Tierra del Fuego. Véase además lo indicado para la Formación Cerro Ruperto, en el ítem correspondiente.

Paleoecología y ambiente de depositación: Los conglomerados, brechas y areniscas de la formación tienen rasgos de flujos gravitatorios, formados por flujos granulares modificados (brechas y conglomerados con textura flotante, matriz arenosa y gradación normal o inversa-normal; cf. Lowe 1976, 1982; Nemeč *et al.* 1980), corrientes de turbidez de alta densidad o flujos de detritos arenosos (areniscas conglomerádicas, areniscas masivas con intraclastos pelíticos dispersos flotando en la matriz y areniscas con laminación paralela difusa; cf. Lowe 1982, Shanmugam 1996). Basado en estos rasgos sedimentológicos locales y en consideraciones teóricas más regionales sobre depósitos sinorogénicos de plataforma, aledaños a zonas montañosas en levantamiento, se infiere tentativamente ambientes de pendiente de abanicos deltaicos (*fan-delta*) para los depósitos de la Formación Cabo Leticia (cf. Higgs 1990, Surlyk 1984, Nemeč *et al.* 1980).

Los cristales frescos de plagioclasa idiomorfa, de hornblenda y clinopiroxeno y de fragmentos líticos andesíticos sugieren volcanismo activo durante la sedimentación y retrabajo de material piroclástico. Las conchillas de escafópodos y abundancia de fragmentos de ostreidos sugiere retrabajo y corrosión de conchillas en ambientes marinos someros y desplazamiento hacia ambientes más profundos con resedimentación de las conchillas y fragmentos.

Formación La Barca. Paleoceno superior

Perfil tipo y espesor: La Formación La Barca comprende a la parte de los “Estratos de Leticia” de Furque y Camacho (1949) en el sector aledaño al Cabo Leticia. El perfil tipo se designa en el área comprendida entre el Puesto Leticia y la playa La Barca, donde la formación compone los limbos del anticlinal asimétrico cuyo eje se localiza en el Cabo Leticia (Figs. 1b y 2). Su nombre se refiere al topónimo que se origina en los impresionantes restos del barco de madera naufragado entre fines de 1700 y 1850 y actualmente expuesto poco al ONO del Cabo Leticia. En el perfil tipo la Formación La Barca alcanza un espesor mínimo de 220 m (Fig. 4).

Litología y subdivisión: En el perfil tipo, la Formación La Barca comprende una sucesión grano-decreciente, con estratificación bien definida, en la que se diferencian un miembro inferior LB1 y un miembro superior LB2 (Figs. 4 y 6). El miembro LB1 (ca. 120 m de espesor) está caracterizado por bancos de arenisca mediana-fina, tobácea, gris claros, intercalados con



Figura 5: Aspecto general de la Formación Policarpo en la Caleta Falsa, tomada desde la cima del cerro Bilbao (A). Detalle de las capas expuestas en la boca de la caleta; típicas fangolitas con densos tubos de “*Terebellina*” (B) y gran lóbulo de *Zoophycos* (C). Escala en centímetros.

bancos de fangolita carbonosa gris oscuros a negros. En contacto transicional sigue el miembro LB2 (aproximadamente 100 m de espesor), caracterizado por bancos de fangolita negra masiva.

El miembro LB1 consta en la base (niveles 150 m a 162 m, Fig. 4) de una alternancia regular de bancos (0,20 m de espesor) de arenisca fina y arenisca mediana, grises claros, con laminación paralela. Estratigráficamente hacia arriba sigue una sucesión de bancos intercalados de fangolita oscura (1-2 m de espesor), con concreciones fosfáticas aisladas, y arenisca (1-7 m de espesor) con marcada laminación paralela y estratificación entrecruzada en artesa. Un rasgo característico de los bancos de arenisca es la abundante materia vegetal carbonizada, que incluye fragmentos de madera con tamaños máximos del orden 0,01 m y hojas (Fig. 6). Otro rasgo del miembro LB1 es la geometría lenticular de cuerpos de arenisca-pelita, con bases erosivas y dimensiones del orden de los 10-15 m de espesor por 30-40 m de ancho. Al microscopio, las areniscas del miembro LB1 tienen una fracción clástica densamente empaquetada, con escaso o nulo material ligante, dominada por fragmentos líticos angulosos de andesita (aproximadamente 40%), cristales idiomorfos de plagioclasa (andesina/labradorita) límpidos y con marcada zonalidad o nubosos y con incipiente alteración (entre 25-30%), fragmentos líticos de metavolcanitas ácidas (15-20%) y fragmentos de cristales de cuarzo, límpidos con extinción ondulosa o relámpago (aproximadamente 10%). El resto de la fracción clástica está formado predominantemente por cristales de minerales máficos (hasta 5% de hornblenda y clinopiroxeno) y en forma subordinada por fragmentos de conchillas de bivalvos y glauconita.

Los 20 m basales del miembro LB2 están formados

por una alternancia de bancos delgados de arenisca fina y bancos espesos de fangolita negra. El resto del espesor del miembro LB2 está formado por fangolitas muy induradas, masivas y negras.

Límites estratigráficos y distribución: La base de la Formación La Barca se apoya en aparente transición sobre la Formación Cabo Leticia. El techo no está expuesto; hacia el sector de la playa La Barca la formación monta a la Formación Cerro Colorado por medio de una importante falla inversa (Figs. 1b, c). La Formación La Barca ha sido reconocida únicamente en su área tipo.

Fauna, edad y correlación: No se ha registrado megafauna diagnóstica en la Formación La Barca. Las asociaciones de dinoquistes del miembro LB1 son pobres y mal preservadas; se identificaron a *Palaeocystodinium golzowense* y *Glaphyrocysta* sp., junto con unos pocos ejemplares no determinables. En el miembro LB2 domina, en asociaciones casi mono-específicas, *Palaeocystodinium golzowense*; no puede precisarse si esta dominancia representa el reflejo de un ambiente particular de depositación o una preservación preferencial de la especie debida a su particular morfología. Por comparación con zonas establecidas en Nueva Zelanda, (Wilson 1988, Strong *et al.* 1995) la edad más probable sería paleocena. Dado que no se recuperaron elementos característicos del Daniano, se propone tentativamente una edad paleocena tardía.

De 17 muestras, en promedio con intervalos de 20 metros y sobre toda la formación, sólo una -en el miembro LB1- brindó exclusivamente foraminíferos calcáreos. Contiene la Asociación de *Bulimina karpatica*, con *B. karpatica* Szczechura como la



Figura 6: A, Exposición de las Formaciones Cabo Leticia (Le) y La Barca (LB) en su área tipo. B, Capas verticales de la Formación Cabo Leticia, mostrando la típica alternancia de brechas y areniscas. Martillo de escala. C, Capas alternantes de arenisca (gris más claro) y fangolitas carbonosas (gris oscuro), típicas del miembro inferior de la Formación La Barca. Escala de la izquierda en centímetros.

especie más abundante, seguidas en orden de abundancia por *Baggatella* sp., *Bulimina subbortonica* Finlay, *Buliminella isabelleana* Camacho, *Turrilina robertsi* (Howe y Ellis), *Buccella* sp. y *Karrerria pseudoconvexa* Parr. (Malumián y Caramés, 2001). La edad paleocena tardía de la Asociación de *B. karpatica*, se apoya en su claro aspecto paleoceno, la ausencia de elementos diagnósticos del Paleoceno temprano, como *Globoconusa daubjerguensis*, una forma planctónica somera omnipresente en capas danianas, en la aparente restricción al Paleoceno superior de *B. karpatica*, y el registro más antiguo del género *Buccella*, que le otorga el tono moderno a la asociación. Por otra parte, todas las muestras del miembro LB2 resultaron ser fértiles pero continen una microfauna de muy baja diversidad, casi exclusivamente formada por foraminíferos aglutinados, con *Spiroplectamina spectabilis* como forma dominante y contienen además, *Haplophragmoides* sp., *Reticulophragmium* sp., *Rhabdammina* sp., muy raros *Ammodiscus* sp. Se diferencia la muestra estratigráficamente más baja que contiene *Reticulophragmium* sp., *Bathysiphon* sp., *Gerochammina conversa* y muy raros foraminíferos calcáreos como *Lenticulina* sp. y no contiene *S. spectabilis*. Las muestras estratigráficamente más altas se caracterizan por muy abundantes radiolarios esféricos.

Paleoecología y ambiente de depositación: La lenticularidad de bancos, con bases erosivas, del miembro LB1 se interpreta como relleno de pequeños canales; junto a la abundancia y frecuencia de materia orgánica vegetal, sugiere ambientes restringidos de la porción superior o plataforma de un abanico deltaico (*fan-delta*). Los cristales frescos de plagioclasa idiomorfa y de fragmentos líticos andesíticos sugieren volcanismo activo durante la sedimentación y retrabajo de material piroclástico.

La Asociación de *B. karpatica* es de relativa alta diversidad, considerando que se ha desarrollado en un ambiente rico en carbono orgánico, su índice alfa es de aproximadamente 9, y el H(S)=2,56, que sugieren ambientes de lagoon y de plataforma con salinidad normal. Las cinco especies más abundantes son bulimínidos, de hábito infaunal, y componen más del 50% de los ejemplares coherentemente con el alto contenido en materia orgánica de la formación. Esta asociación tiene una distribución sumamente restringida y es poco representativa de toda la formación. La ausencia casi total de foraminíferos en el resto del miembro LB1 sugiere condiciones sumamente desfavorables que continúan en el miembro LB2. Este último está fuertemente caracterizado por asociaciones pobres y de baja diversidad dominadas por *S. spectabilis*, una forma infaunal detritívora, que se encuentra preferentemente en lutitas con alto contenido de carbono orgánico, corroborado por la abundancia de radiolarios que reflejan una alta productividad de aguas superficiales y condiciones desfavorables de fondo.

Formación Punta Noguera. Paleoceno superior-límite Paleoceno/Eoceno

Perfil tipo y espesor: Corresponde a la parte de los "Estratos de Leticia" de Furque y Camacho (1949) expuestos en el área de la Punta Noguera y que subyacen en discordancia angular a la Formación Río Bueno. En su perfil tipo en la Punta Noguera (Perfil 369, Figs. 1b, 3 y 4), la formación se expone en el núcleo de un pliegue sinclinal y desarrolla un espesor mínimo de 380 metros. Sus capas tienen una inclinación variable entre 30° y 40° y están afectadas por un denso sistema de fallas directas (Fig. 7).

Litología: En el perfil tipo, la Formación Punta Noguera está compuesta principalmente de bancos de arenisca fina-mediana y gruesa, glauconíticas y tobáceas, gris verdosos y, subordinadamente, fangolita oscura y conglomerado fino. La sucesión de capas presenta cierta regularidad, con alternancia de paquetes (20-60 m de espesor) de arenisca mediana a gruesa, en ocasiones algo conglomerádica, en bancos masivos, y paquetes (10-30 m de espesor) bien estratificados compuestos de una alternancia cíclica de conglomerado, arenisca y fangolita (Figs. 4 y 7).

Los paquetes predominantemente arenosos están formados por bancos espesos (generalmente 2-7 m de potencia) de arenisca mediana y gruesa, masiva, con abundantes fragmentos dispersos de valvas de moluscos. La estratificación interna sólo se denota por la alineación ocasional de nódulos fosfáticos retrabajados y concentrados en niveles delgados y discontinuos. Ciertos niveles tienen además abundantes nódulos fosfáticos dispersos en la arenisca y, ocasionalmente, grandes fragmentos (hasta 0,30-0,40 m de diámetro) de concreciones calcáreas. Un rasgo característico de estos bancos espesos de arenisca es la notoria deformación sinsedimentaria, especialmente denotada por estructuras de escape de agua en pilares y deformación convoluta. En la parte superior de la formación (p. ej. nivel 280 m, Fig. 4), estos paquetes arenosos presentan niveles de conglomerado fino, con clastos de volcánitas andesíticas y nódulos fosfáticos (diámetro máximo 0,01-0,03 m) y abundante concreciones calcáreas *in situ*, elongadas en sentido paralelo a la estratificación. Ocasionalmente, p. ej. nivel 215-220 m (Fig. 4), la base de los bancos de arena masiva presenta turboglifos y contactos netamente erosivos, en parte con relieves de hasta 1-2 m, elaborados en los paquetes de arena-pelita de estratificación fina subyacente. Hacia el techo del perfil, p. ej. nivel 380 m (Fig. 4), parte de los bancos de arenisca presentan gradación normal y gradación de estructuras que de base a techo incluyen: niveles masivos; laminación paralela y laminación ondulosa.

Los paquetes con estratificación más delgada se componen de capas con un arreglo cíclico de conglomerado fino, arenisca mediana-gruesa y fina a muy fina, limosa y fangolita, bien estratificados en bancos



Figura 7: Afloramientos de la Formación Punta Noguera en su área tipo. El acantilado (aproximadamente 50 m de altura) ilustra la típica alternancia de bancos espesos de arenisca masiva (M) y de bancos rítmicamente intercalados (R) de conglomerado, arenisca y fangolita. En la parte superior derecha nótese la pronunciada discordancia angular (flecha) entre la Formación Punta Noguera (PN) y el miembro RB1 de la Formación Río Bueno (RB). Toda la sucesión está afectada por fallas directas (F).

de 0,10 m a 1 m de espesor. En ciertos paquetes algunos de estos elementos litológicos pueden faltar o variar su abundancia relativa, registrándose ciclos de arenisca gruesa conglomerádica y arenisca fina limosa o arenisca fina y fangolita. Al igual que en el paquete anteriormente descrito, las areniscas y conglomerados finos contienen abundantes fragmentos de valvas de moluscos. Frecuentemente estas capas de estratificación más fina presentan bases erosivas, con turboglifos y calcos de surco, gradación normal o inversa y gradación de estructuras sedimentarias características de facies de turbiditas, i.e. frecuentes divisiones de Bouma Ta, Tb, Td-e y ocasionalmente Tc. Los niveles superiores de cada ciclo (Td-e) frecuentemente contienen materia vegetal carbonizada y moderada bioturbación; las pistas más frecuentes comprenden tubos de “*Terebellina*”, *Planolites*, *Palaeophycus* y moteado indefinido, en parte con estructuras meniscadas. Ocasionalmente, las fangolitas intercaladas preservan concreciones fosfáticas *in situ*.

Al microscopio, tanto la arenisca de los paquetes masivos como la de los paquetes de estratificación fina comparten rasgos petrográficos similares. En general, corresponden a areniscas tobáceas andesíticas y glauconíticas. El cemento frecuentemente es calcita esparítica, en ocasiones con abundante reemplazo de parte de la fracción clástica formando “cristales de arena”; menos frecuentemente corresponde a óxidos de hierro y clorita. La fracción clástica está dominada por fragmentos líticos angulosos de pasta volcánica andesítica (30% a 50%); cristales idiomorfos, límpidos

y con marcada zonalidad, de plagioclasa (andesina-labradorita, 20% a 30%) y glauconita (5% a 40%). El resto de la fracción clástica se compone de cristales límpidos y con engolfamientos de cuarzo (generalmente inferior al 6%), cristales límpidos de hornblenda (1% a 3%) y fragmentos líticos redondeados de metavolcanitas y metapelitas (generalmente inferior al 5%).

Límites estratigráficos y distribución: La base de la Formación Punta Noguera no está expuesta en el área tipo y su techo está cortado en neta discordancia angular por las capas basales de la Formación Río Bueno (Fig. 7). En las cercanías del punto 363, una importante falla yuxtapone a las Formaciones Punta Noguera y Río Bueno (Figs. 3, 4). En la Formación Punta Noguera tentativamente se incluyen, a parte de los afloramientos de la sierra de Noguera, los cerros Arriola y Bilbao y cercanías de laguna Mayabía (Fig. 1b), pues fehacientemente no se reconoce fuera de su localidad tipo.

Fauna, edad y correlación: Si bien la formación contiene abundante conchillas fragmentadas de moluscos, no se ha encontrado megafauna bien preservada. Las muestras procesadas para palinología cubren el espesor de la sección sólo parcialmente, por lo que las conclusiones sobre la base de dinoquistes son preliminares. No obstante, se encontraron dos asociaciones de dinoquistes. En la asociación inferior, obtenida de los niveles de 100 m y de 200 m (Fig. 4), se registró por primera vez para la Argentina la presencia abundante de poblaciones de especies del géne-

ro *Apectodinium*, de morfología variada, algunos de ellos asignables a *A. homomorphum*. Un sólo ejemplar, dudosamente atribuido a esta especie, fue mencionado previamente para una muestra proveniente de la sierra de Apen (Martinioni *et al.* 1999). Se registraron, además del dominante grupo de especies de *Apectodinium*, *Deflandrea* sp., *Lejeunecysta* sp., *Hystrichosphaeridium tubiferum* y *Turbiosphaera filosa*. La asociación superior, recuperada cerca del nivel de 380 m (Fig. 4), brindó ejemplares de morfología comparable a *Deflandrea robusta*, *Palaeocystodinium* sp. con pared pigmentada, y un ejemplar de *Octodinium askiniae*. En forma preliminar y por comparación con las zonas propuestas para Nueva Zelanda, la edad más probable para este conjunto estaría en las cercanías del límite Paleoceno-Eoceno. Del conjunto de muestras del área de estudio, estas asociaciones son las que muestran la mayor abundancia y diversidad, aunque esta última es moderada.

Dentro de las 20 muestras analizadas, los microfósiles de la Formación Punta Noguera están mayormente representados por radiolarios, con muy escasos foraminíferos. Solamente en el horizonte entre 100-120 m (Fig. 4) se recuperaron escasos ostrácodos y abundantes foraminíferos. Los últimos en forma de un agrupamiento de cónchulas regularmente conservadas y con marcada selección por tamaños. El agrupamiento está caracterizado por una inusual abundancia de monoculares, muy escasos aglutinados, notoriamente para la edad, muy escasos lenticulínidos y por carecer de miliólidos. En la muestra con mayor diversidad, la composición del agrupamiento reconocida sobre 350 ejemplares, en orden de abundancia está compuesta de:

<i>Cibicides</i> ex gr. <i>umbonifer</i> Parr ...	29%
<i>Karrerria pseudoconvexa</i> (Parr).....	20%
<i>Cribrorotalia</i> sp.	14%
<i>Conolagena argentina</i> Malumián, Nánñez y Caramés (12%)	
<i>Alabamina creta</i> (Finlay)	7%
<i>Gyroidinoides</i> sp.	4%
<i>Anomalinooides</i> sp.	2,8%
<i>Elphidium</i> sp. nov.	2,2%
<i>Globobulimina</i> ex gr. <i>pupoides</i> (d'Orb.) (1,4%)	
<i>Charltonina acutimarginata</i> (Finlay) (1,1%)	
<i>Siphotextularia</i> cf. <i>acutangula</i> Finlay (1,7%)	
<i>Cornuspira</i> sp.,	
<i>Fronicularia</i> cf. <i>teuria</i> Finlay,	
<i>Globobulimina</i> sp.,	
<i>Guttulina problema</i> d'Orbigny,	
<i>Crespinina</i> sp.,	
<i>Karrerrotextularia?</i> sp.,	
<i>Lagena</i> sp.,	
<i>Lenticulina</i> sp.,	
<i>Marginulina abbreviata</i> Neugeboren,	
<i>Nodosaria</i> sp.,	
<i>Oolina</i> sp. de Malumián y Jannou, 2000,	

Sigmomorphina sp.,
Spiroplectamina spectabilis (Grzybowski).

Otras dos muestras dentro de este horizonte tienen foraminíferos escasos, abundantes radiolarios esféricos indeterminables, espículas de esponjas y dientes de peces y escamas. Los foraminíferos escasos se componen de "*Praepararotalia*" sp.; *Alabamina creta* (Finlay); *Anomalina?* sp.; *Anomalinooides* sp.; *Antarcticella* sp.; *Charltonina acutimarginata* (Finlay); *Gyroidinooides* sp.; *Lenticulina* cf. *inornata* d'Orb. de Todd y Kniker 1952; *Lenticulina* cf. *olianensis* Colom y Ruiz de Gaona; *Spiroplectamina spectabilis* (Grzybowski); *Reticulophragmium?* sp.; *Nodosaria latejugata* Gumbel; *Bulimina subbortonica* Finlay; *Cibicides* ex gr. *umboniferus* Parr; "*Cibicides*" sp.; *Bulimina* sp.; *Buliminella?* sp.; *Trifarina?* sp.; *Nodosaria patagonica* Todd y Kniker; *Rzehakina* sp. y *Valvulineria teuriensis* Loeblich y Tappan.

La microfauna en su conjunto se caracteriza, por una parte, por contener elementos típicos del Paleoceno como *A. creta*, *C. acutimarginata*, *V. teuriensis* y formas comparables a *F. teuria*, que se conocen del Haumuriano superior al Teuriano (Paleoceno) en Nueva Zelanda; y por otra parte, registra las primeras apariciones de los géneros *Cribrorotalia* y *Elphidium*, típicos de edades post paleocenas. En particular *Elphidium* sp. es una forma muy próxima a *E. aguafrescaense* pero de menor tamaño, descrita por Cañón Martínez (1968), para la parte inferior del Piso Manzaniano y es el *Elphidium* más antiguo de la cuenca. *E. matanginuiense* Hayward del Eoceno temprano (Waipawano temprano) de Nueva Zelanda (Hayward *et al.* 1997) fuera de la cuenca, es la especie más próxima pudiendo incluso ser sinónima. Por estas características duales se le asigna una edad próxima al límite Paleoceno/Eoceno.

Respecto a correlaciones de la Formación Punta Noguera véase lo indicado para la Formación Cerro Ruperto, más adelante.

Paleoecología y ambiente de depositación: Los espesos paquetes de arenisca masiva con estructura de escape de agua corresponden a flujos gravitatorios del tipo de flujos licuados y granulares (Lowe 1976, 1982) o flujos de detritos arenosos (Shanmugam 1996). Los paquetes de estratificación más fina, corresponden en su mayor parte a turbiditas clásicas. Asociaciones de areniscas masivas (flujos gravitatorios densos) intercalados rítmicamente con paquetes de turbiditas son frecuentes en ambientes de "fandelta" y se interpretan como depositadas al pie de pendientes de abanicos deltaicos (*cf.* Nemeč 1990; Sinclair 2000).

La ausencia de formas planctónicas sugiere, para los niveles con microfauna, ambiente somero y desconectado del mar abierto. El dominio de rotálidos epifaunales y entre ellos formas sésiles como *Karrerria*, ambientes de fondo firme a duros y vegetados. El hallaz-

go del género *Crespinina* de carácter subtropical, y considerado endémico del sur de Australia (Li *et al.* 1996), indica las aguas cálidas dentro del registro de los foraminíferos fueguinos, que se corresponderían con el óptimo climático del Paleogeno próximo al límite Paleoceno/Eoceno.

Formación Cerro Ruperto. Eoceno inferior

Perfil tipo y espesor: Corresponde a la parte de los "Estratos de Leticia" expuestos en el área de la Punta Cuchillo, donde Furque y Camacho (1949) mencionan la presencia de *Inoceramus* sp. De acuerdo con la mención de este fósil, estas capas fueron tentativamente referidas a la Formación Policarpo (Olivero y Malumián 1999). El perfil tipo aquí se designa sobre el acantilado y restinga situado entre la Punta Cuchillo y el faldeo norte del Cerro Ruperto, donde la Formación está muy bien expuesta. Alcanza aproximadamente 200 m de espesor, en una sucesión de anticlinales y sinclinales suaves, con capas que inclinan entre 10° y 20° (Figs. 3 y 8).

Litología: La formación está predominantemente constituida por areniscas muy finas limosas y limolitas, con abundante glauconita, de color gris verdoso en roca fresca y tonalidades ocres claras por meteorización. La parte inferior de la formación (niveles 0 a 60 m, Fig. 4) está compuesta de bancos delgados (0,10-0,20 m), muy bien estratificados, de arenisca muy fina limosa, limolita y fangolita, con laminación paralela y abundantes restos fósiles dispersos de corales solitarios, gastrópodos y bivalvos. Por sectores los bancos preservan además abundantes restos pequeños de madera carbonizada y en ocasiones troncos de hasta 0,40 m de largo con perforaciones de *Teredo*. Algunos niveles están notoriamente bioturbados. El resto de la formación es más homogéneo y está constituida por arenisca muy fina limosa y limolita arenosa, de aspecto masivo y estratificación difusa. Dentro de la homogeneidad de la roca, resaltan concreciones esféricas o elipsoidales (0,10 m de diámetro en promedio) con pistas fósiles rellenas de material fuertemente teñido amarillo-rojizo intenso por óxidos de hierro. También se presenta materia vegetal carbonizada, abundante en ciertos niveles, y bivalvos con conchillas completas y articuladas.

Al microscopio, todas las areniscas muy finas presentan marcada homogeneidad en composición y textura. La fracción clástica, muy bien seleccionada, está dominada por fragmentos pumíceos angulosos de pasta de andesita (40-50%), fragmentos de cristales idiomorfos de plagioclasa zonal (andesina-labradorita, 10-20%) y granos de glauconita (ca. 30%) de mayor tamaño relativo. El resto de la fracción clástica se compone de proporciones variables de fragmentos de cristales de cuarzo, límpido y con extinción relámpago (5-10%) y fragmentos líticos, mayormente de

metavolcanitas ácidas (5-10%). La calcita esparítica es el material cementante y frecuentemente reemplaza casi totalmente a los fragmentos pumíceos.

Límites estratigráficos y distribución: La formación ha sido reconocida solamente en su área tipo. La base no está expuesta y el techo está cortado en discordancia angular por la Formación Río Bueno.

Fauna, edad y correlación: La parte inferior de la Formación presenta abundante megafauna dispersa de corales solitarios, gastrópodos y bivalvos. En el resto de la unidad solamente se han hallado ejemplares con conchillas enteras y articuladas de *Cucullaea* sp.

El material palinológico recuperado proviene de los 80 m inferiores de la Formación. Las asociaciones están constituidas por dinoquistes bien preservados y con abundancia muy variable según los niveles, desde casi ausentes hasta moderadamente representados. En todos los niveles hay abundantes palinomorfos reciclados del Cretácico superior, en relación de frecuencia inversa con respecto al material marino local. La especie dominante es *Deflandrea dartmooria*, con presencia de *Hystrichosphaeridium tubiferum*, *Deflandrea antarctica*, *Octodinium askinia*, *Paralecaniella indentata* y muy escasos ejemplares de *Arachnodinium antarcticum*, *Impagidinium* sp, y *Palaeocystodinium hampdensis*.

D. dartmooria fue definida en Australia sobre la base de material considerado paleoceno (Cookson y Eisenack 1965), reinterpretado luego como del Eoceno temprano (Stover 1973). Sobre esta base, y sumando su asociación con elementos característicos del Eoceno, se propone para el conjunto una antigüedad no mayor que Eoceno temprano.

Catorce muestras procesadas por microfósiles brindaron escaso material y carente de elementos diagnósticos. En general, contienen tubos aglutinados indeterminados y fragmentos de foraminíferos calcáreos. En una sola muestra hay radiolarios relativamente abundantes junto a *Nodosaria longiscata* d'Orb. y *Spiroplectamina spectabilis* (Grzybowski).

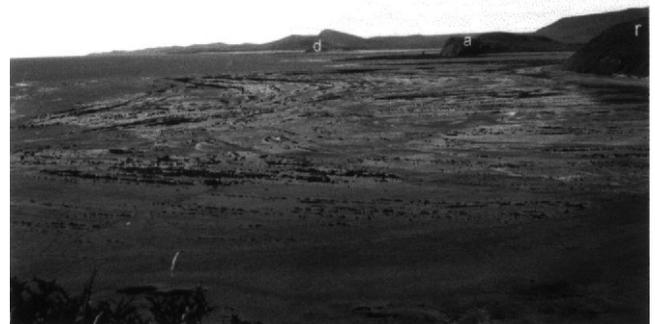


Figura 8: Capas plegadas de la Formación Cerro Ruperto en la restinga. El contorno de las capas define un anticlinal y un sinclinal, con buzamiento hacia el norte. Arriba y a la derecha, el acantilado del Cerro Ruperto (r) y hacia el centro, los acantilados y restingas de las puntas Ancla (a) y Duquesa (d) con afloramientos de la Formación Río Bueno.

El espeso paquete sedimentario constituido por las Formaciones Cabo Leticia, La Barca, Punta Noguera y Cerro Ruperto, se correlaciona tentativamente con parte de las secuencias del Paleoceno-Eoceno (P1, P2 y P3, Galeazzi 1998) que constituyen una cuña clástica de arenas glauconíticas, que se adelgaza marcadamente o en parte desaparece hacia el norte, en el subsuelo de la cuenca de Malvinas.

Paleoecología y ambiente de depositación: Los rasgos sedimentológicos sugieren depositación suspensiva en plataforma y escaso retrabajo por oleaje o corrientes de fondo (debajo del tren de olas y/o ambientes restringidos). El mayor tamaño relativo de la glauconita (que llega a arena fina superior-arena media inferior) sugiere crecimiento *in situ* de este mineral. La parte más baja de la unidad, con fósiles retrabajados podría tratarse de tempestitas. Las características generales de la materia orgánica parecen indicativas de un ambiente de depositación marino restringido, con elevada presencia de fragmentos vegetales carbonosos y abundante piritita.

*Formación Río Bueno. Furque y Camacho, 1949.
Eoceno medio bajo-medio superior*

Perfil tipo y espesor: El perfil tipo se designa en el área cercana al río Bueno, entre la Punta Noguera y la Punta Cuchillo (Furque y Camacho 1949) donde la formación tiene un espesor mínimo entre 60 m y 80 m (Figs. 3 y 4).

Litología: La Formación comprende rocas calcáreas que incluyen dos asociaciones litológicas principales que se distinguen informalmente como miembros RB1 y RB2. El miembro RB1 (espesor mínimo 30-40 m) está constituido por calizas bioclásticas y el miembro RB2, de igual espesor, por margas, micritas y calizas (Fig. 9). Los dos miembros afloran en localidades desconectadas entre sí, por lo que no se han podido determinar sus relaciones estratigráficas en el campo. No obstante, elementos no definitorios de la microfauna sugieren una antigüedad ligeramente mayor para el miembro RB1.

El miembro RB1, de mayor distribución areal, comprende calizas grises claras amarillentas, rítmicamente estratificada en capas de composición semejante pero con alternancia de bancos muy indurados y de bancos más friables (Fig. 9). La base del miembro RB1 está caracterizada por una caliza conglomerádica basal, con clastos subangulosos y subredondeados de fangolitas y muy raramente concreciones retrabajadas de unidades inferiores. Las capas calcáreas son muy fosilíferas y en general presentan abundantes fragmentos de valvas de ostreidos, otros bivalvos y gastrópodos, espinas de equinoideos, briozoarios, corales y algas calcáreas (Furque y Camacho 1949; Malumián y Olivero 1998). Arealmente, de sur a norte, se notan diferencias en la composición, textura y estructuras

sedimentarias de las calizas. En el sector sur (cercanías de los puntos 439 -cerro Las Vacas, margen norte de la laguna del río Bueno- y la meseta de Orozco) las calizas están predominantemente formadas por valvas de ostreidos afines a *Pycnodonte*, en densas acumulaciones de valvas desarticuladas y completas (longitud de valva promedio 0,05 m). Los bancos son más espesos (0,30-0,60 m), masivos o con estratificación paralela y ocasionalmente con estratificación entrecruzada. En el sector norte, las calizas se presentan con bancos más delgados (0,10-0,30 m de espesor), masivos y compuestos de fragmentos muy finos de conchillas trituradas de ostreidos, briozoarios, corales, espinas de equinoideos y algas calcáreas. Al microscopio, las calizas son grainstones con bioclastos generalmente muy fragmentados y compuestos de briozoarios fenestrados (55%), fragmentos de crinoideos (25%), bivalvos (1% a 30%), foraminíferos (3%) y escasas algas calcáreas y radiolarios. La glauconita, los intraclastos de pelitas, la plagioclasa volcánica y escaso cuarzo son componentes minoritarios. El cemento es calcita esparítica y, en forma muy subordinada, clorita y óxidos de hierro.

El miembro RB2, cuyos afloramientos típicos se encuentran en la restinga cercana a los puntos 361 y 363 (Figs. 3 y 9), comprende una repetición cíclica, bien estratificada, de bancos de caliza muy indurada (0,10-0,20 m de espesor), gris claro amarillento y bancos más espesos (espesor promedio 0,70 m; rango 0,30-2 m) de margas y micritas arcillosas, grises. Los bancos de caliza tienen bases netas y erosivas, techo transicional y presentan abundantes fragmentos de conchilla y ocasionalmente laminación paralela. Los bancos de micritas y margas están densamente bioturbados, con dominancia de *Zoophycos* y *Teichichnus*. La mayor parte de estas margas y micritas está constituida por una densa acumulación de foraminíferos, otros restos microscópicos de fósiles y muy abundante glauconita (ca. 30%). En forma muy subordinada hay fragmentos de cristales de plagioclasa, cuarzo y fragmentos líticos. Contienen en forma esporádica y dispersa valvas enteras de ostreidos y equinoideos.

Límites estratigráficos y distribución: La Formación Río Bueno está expuesta a lo largo de una franja paralela a la costa, situada entre poco al E de la Caleta Falsa (Punto 352) y el Cabo Leticia (Fig. 1b).

La base de la Formación Río Bueno corta en neta discordancia angular a diversas unidades más antiguas. En la Punta Donata (Fig. 1b) las capas calcáreas se apoyan sobre fangolitas cretácicas de la Formación Policarpo; la base del miembro RB1 se apoya poco al este del Cabo Leticia sobre las pelitas del miembro superior de la Formación La Barca (Paleoceno superior), en la Punta Noguera sobre la Formación Punta Noguera (cercanías del límite Paleoceno/Eoceno) y en la Punta Cuchillo sobre la Formación Cerro Ruperto (Eoceno inferior). El techo de la unidad no

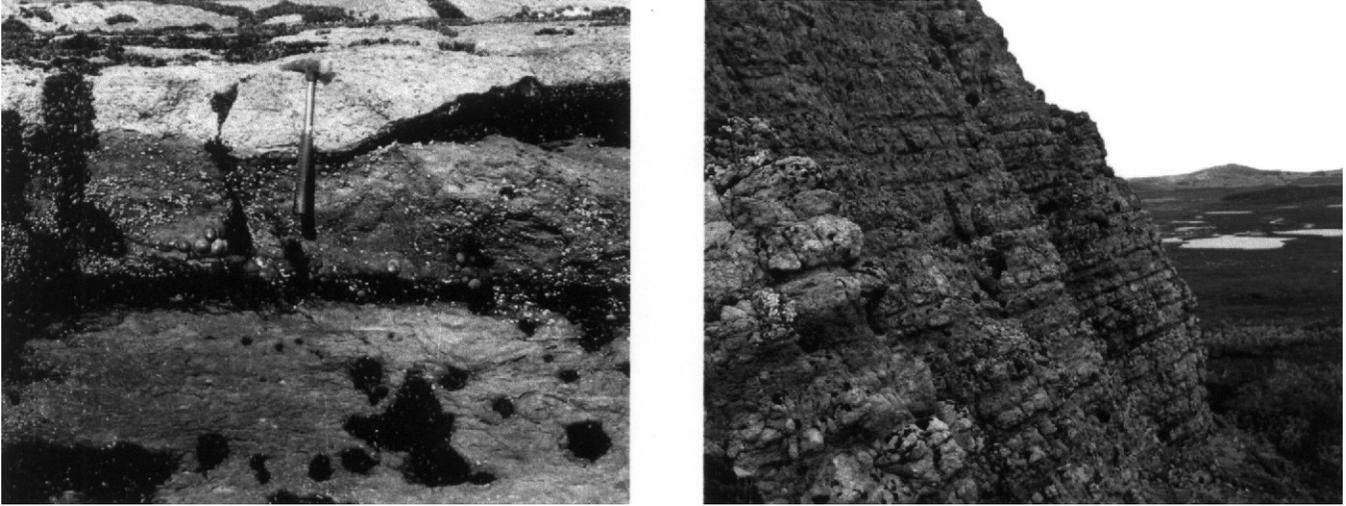


Figura 9: Formación Río Bueno. A la izquierda, detalle del miembro RB2 en la restinga del punto 361, con capas alternantes de caliza indurada (banco superior, gris claro) y margas y micritas arcillosas, bioturbadas (bancos más espesos, grises oscuros). A la derecha, detalle del miembro RB1 en el faldeo sur de la meseta de Orozco. Nótese la marcada ritmicidad de capas de caliza friable e indurada. Altura de la escarpa, alrededor de 9 metros.

está expuesto en el área estudiada. La formación está en general suavemente plegada, aunque en sectores las capas pueden inclinar hasta 70° . El hecho de que la discordancia basal corte a muy diversas unidades (Figs. 1b,c,d) indica que la discordancia fue labrada luego de un primer plegamiento de las formaciones infrayacentes.

Fauna, edad y correlación: La megafauna recolectada incluye a formas afines a *Pycnodonte* (*Ostrea* cf. *seymouriensis* de Furque y Camacho 1949) y *Venericardia* sp. y gastrópodos, bivalvos, briozoarios, corales solitarios y algas calcáreas, no determinados.

Los foraminíferos de siete muestras del miembro RB1 son abundantes y similares entre sí. Además, se reconocieron abundantes radiolarios recristalizados, escasos ostrácodos, espinas de equinodermos, escamas y dientes de peces. Contienen en conjunto a los siguientes foraminíferos bentónicos:

Alabama sp.,
Anomalina chiliana Todd y Kniker,
Anomalinoidea spp.,
Antarcticella cf. *ceccioni* Cañón y Ernst,
Astacolus skyringensis Todd y Kniker,
Astacolus sp.,
Baggatella sp.,
Buccella sp.,
Buchnerina seguenziana (Fornasini),
Bulimina subbortonica Finlay,
Bulimina sp.,
Buliminella isabelleana Camacho,
Buliminaceo triseriale,
Chilostomella cylindroides Reuss,
“*Cibicides*” sp.,
“*Cibicides*” ex gr. *umbonatus* Parr,

“*Cibicides*” *americanus* Cushman,
Conolagena acuticosta (Reuss),
C. argentina Malumián, Nánñez y Caramés,
Conolagena sp. 1 de Malumián y Jannou (2000),
Conorbina sp. de McGowran (1965),
Cushmanina primitiva Malumián y Jannou (2000),
Dentalina cooperensis,
Dentalina patagonica Todd y Kniker,
Elphidium aguafrescaense Todd y Kniker,
Favolagena atilai (Bertels),
Fissurina fueguina Malumián y Caramés,
Fissurina sp. 1, de Malumián y Jannou (2000),
Fissurina sp. 2, de Malumián y Jannou (2000),
Gaudryina brunswickensis Todd y Kniker,
Globobulimina pupoides d’Orbigny,
Globulina rotundata (Borneman),
Gyroidinoides sp.,
Heronalia sp.,
Karrerina pseudoconvexa (Parr),
Lagena cf. *raricosta* (d’Orb.) de Malumián y Jannou (2000),
Lagena aff. *L. bassensis* Collins,
Lagenosolenia sp. de Malumián y Jannou (2000),
Lamarckina sp.,
Lenticulina arcuatostrata var. *carolingiana* (Hantken) de Todd y Kniker,
Lenticulina convergens (Bornemann),
Lenticulina alatolimbata (Gümbel),
Lenticulina cf. *R. inornatus* d’Orb. de Todd y Kniker,
Marginulina abbreviata Neugeboren,
Nodosaria longiscata d’Orb.,
Oolina ona Malumián y Jannou,
Oolina lineata (Williamson),

Oolina ex gr. *borealis* Loeblich y Tappan,
Osangularia brunswickensis Todd y Kniker,
Pyrgo? sp.,
 “*Praepararotalia*” sp.,
Pullenia bulloides (d’Orb.),
Spiroplectammina spectabilis (Grzybowski),
Spiroplectammina sp.,
Spiroplectammina adamsi Lalicker,
Stilostomella sp.,
Textularia cf. *zeagluta* Finlay,
Textularia magallanica Todd y Kniker,
Textularia sp.,
Tritaxia? sp.,
Turrilina robertsi (Howe y Ellis).

Foraminíferos planctónicos: *Planorotalites australiformis* (Jenkins); *Subbotina linaperta* (Finlay) y *Subbotina patagonica* (Todd y Kniker).

Según los foraminíferos planctónicos, *P. australiformis* se conoce desde la AP5 (Eoceno inferior) a AP9 (Eoceno medio inferior) y *S. linaperta* (AP7-AP11), de manera que para el miembro RB1 es asignable una edad entre la AP7 a la AP9, correspondiente al Eoceno medio inferior. Entre los foraminíferos bentónicos del miembro RB1, y dentro de la cuenca Austral, *Astacolus skyringensis* en su descripción original está restringido a la parte superior de la Formación Agua Fresca inferior y a la parte inferior de la parte media; según Natland *et al.* (1974), al Manzaniano. *Elphidium aguafrescaense* es típico de la Formación Agua Fresca media inferior, asociado con *E. skyringense*. Pero en estudios en curso (Malumián y Jannou, en elaboración) todas estas especies del género *Elphidium*, se han encontrado juntas en el miembro inferior de la Formación Punta Torcida. Dentro del hemisferio sur, *Turrilina browni* Finlay, sospechoso de sinónimo de *T. alsatica-robertsi*, en Nueva Zelanda es abundante en el Teuriano cuspidal-Herettaungano, y escaso en el Bortoniano. *Baggatella* sp., en Nueva Zelanda se conoce del Teuriano al Mangaorapano medio.

El contenido de microfósiles de cuatro muestras del miembro RB2 es variable entre abundante y escaso, con preservación regular a mala y marcada selección de tamaños. Tres muestras con material escaso a relativamente abundante contienen: *Elphidium* sp. nov.; *Elphidium saginatum* (Finlay); “*Cibicides*” ex gr. *umbonatus* Parr; *Karrerria pseudoconvexa* (Parr) y *Cribrorotalia* sp.

En una muestra con foraminíferos abundantes, regularmente conservados, miliólidos representados por moldes internos con conchilla casi completamente disuelta se hallaron: *Alabamina atlantisae* (Cushman); *Allomorphina trigona* Reuss; *Buchnerina seguenziana* (Fornasini); *Bulimina* cf. *bortonica* Finlay; *Ceratolamarckina* sp.; *Cibicides* sp.; “*Cibicides*” ex gr. *umbonatus* Parr; *Cibicidina* sp.; *Chilostomella cylindroides* Reuss; *Chilostomelloides oviformis* (Sherborn y Chapman); *Conolagena argentina*

Malumián, Nández y Caramés; *Dentalina* sp.; *Elphidium saginatum* Finlay; *Elphidium* sp. nov.; *Fissurina fueguina* Malumián y Caramés; *Glabratella crassa* Dorreen; *Guttulina* sp.; *Globobulimina*; *Lenticulina* spp.; miliólidos indeterminables; *Nodosaria latejugata* Gumbel; *Osangularia brunswickensis* Todd y Kniker; *Oolina* ex gr. *borealis* Loeblich y Tappan; *Patellina* sp.; *Pseudonodosaria manifiesta* Reuss; *Pullenia quinqueloba* (Reuss); *Pullenia bulloides* (d’Orb.); *Siphonodosaria chiliana* Todd y Kniker; *Siphotextularia* cf. *acutangula* Finlay; y *Textularia magallanica* Todd y Kniker.

El conjunto de muestras del miembro RB2 se caracteriza por contener a *Elphidium saginatum* que en Nueva Zelanda es indicador del piso Porangano. *B. bortonica* se reconoce con formas transicionales con *B. subbortonica* en el Porangano y formas típicas en el Bortoniano, que sugieren una edad eocena media. En comparación con las muestras del miembro RB1, carece de elementos antiguos como *Buliminella isabelleana*, *Baggatella* y *Astacolus skyringensis*.

Paleoecología y ambiente de depositación: Las muestras del miembro RB1 contienen menos del 3 por ciento de foraminíferos planctónicos, los que son de pequeño porte, y la especie dominante es *P. australiformis*, seguida de lejos por pequeños subbotinidos, que revelan condiciones de ambiente de plataforma interna. Ambiente avalado por abundantes *Elphidium*. Es contrastante la relativa diversidad de la microfauna respecto a la de la Formación Cerro Ruperto.

Las calizas de la Formación Río Bueno conforman una típica asociación de carbonatos de aguas frías, formados en aguas marinas a temperaturas menores de 20°C, característicos de rampas y plataformas abiertas. Los organismos dominantes, briozoarios, equinodermos, bivalvos y foraminíferos componen una Asociación Heterozoa (Heterozoa Association de James 1997) de organismos bentónicos, cuya distribución no es controlada por la luminosidad. En ambientes tropicales actuales aparecen asociados a plataformas externas e incluso talud superior, pero también son frecuentes a profundidades mucho menores, hasta prácticamente la línea de costa en aguas frías y templadas. El ambiente de sedimentación fue variable, desde marino somero (sector sur y basal de RB1) hasta plataforma externa-talud (sector norte y superior de RB1 y RB2). Las estructuras sedimentarias (estratificación paralela y estratificación gradada) son indicativas de un régimen de flujo alto y rápida acumulación eventual, que varía entre tempestífica y turbidítica, controlada por la profundidad creciente de agua y la alta pendiente del fondo marino. Los restos bioclásticos fragmentarios, la escasez de componentes epiclásticos y la presencia dominante de fases autigénicas, junto con el predominio de briozoos y equinodermos indicaría una rampa media en el sentido de James (1997), lo que es consistente con la presencia de la asociación de *Zoophycos*.

Rasgos estructurales

Todas las formaciones descritas están plegadas en grado variable, con ejes de pliegues orientados ENE o N-NO. El grado de plegamiento parece ser mayor en las Formaciones Policarpo, Cabo Leticia, La Barca y Punta Noguera (Figs. 1, 2 y 3). La primera, constituida predominantemente por fangolitas, tiene pliegues apretados, con inclinaciones que llegan a la vertical. En el Cabo Leticia las Formaciones Cabo Leticia (conglomerado y arenisca gruesa) y La Barca (arenisca y fangolita) conforman un pliegue asimétrico, de unos 4 km de longitud de onda, con capas subverticales en el limbo norte e inclinaciones de 20-30° en el limbo sur. En su área tipo la Formación Punta Noguera se expone en los limbos y nariz de una cubeta sinclinal, con aparente doble buzamiento. Las Formaciones Cerro Ruperto y Río Bueno, parecen tener un plegamiento más suave, con ejes orientados frecuentemente en dirección general N-S (Fig. 3).

Las fracturas dominantes tienen orientación general este, este-noreste y norte. En la playa La Barca, una importante zona de fallamiento inverso pone en contacto a las Formaciones La Barca (Paleoceno superior) y Cerro Colorado (Eoceno superior). Esta zona de falla, a la cual probablemente se asocia el intenso brechamiento tectónico de la Formación Cabo Leticia, es coincidente con un lineamiento notable en imágenes satelitales y que se continua hasta el lago Fagnano. Este lineamiento marca un profundo cambio en la distribución de unidades geológicas de superficie y se asocia al fallamiento transcurrente Magallanes-Fagnano (Olivero *et al.* 1999). Las fracturas de orientación N o N-NO corresponden en su mayor parte a fallas directas; algunas de ellas con notable rechazo vertical, como la que yuxtapone a las Formaciones Punta Noguera y Río Bueno en las cercanías del punto 363 (Figs. 1b,c y 3).

Un rasgo notable es la discordancia angular en la base de la Formación Río Bueno. La superficie de discordancia corta rocas de muy variada edad, por lo que la Formación Río Bueno se apoya sobre el Cretácico superior (Maastrichtiano, Formación Policarpo) en la Punta Donata, sobre el Paleoceno superior/Eoceno inferior (Formaciones Punta Noguera y La Barca) en la Punta Noguera y el Cabo Leticia y sobre el Eoceno inferior (Formación Cerro Ruperto) en la Punta Cuchillo. En parte, es evidente que existe un control estructural por el cual la superficie de discordancia se labra erosivamente sobre un sustrato plegado en forma previa a la depositación de la Formación Río Bueno. Esta situación se muestra en el perfil idealizado de la figura 1c. No obstante, esta interpretación no explica totalmente el marcado hiato que aparentemente abarca la discordancia (Fig. 1d). En particular, un rasgo llamativo es la ausencia en la Punta Donata de la espesa columna (ca. 1000 m) del Paleoceno superior-Eoceno inferior por debajo de la

Formación Río Bueno. Resulta improbable explicar este caso por depositación y posterior eliminación erosiva de la espesa columna del Paleoceno superior-Eoceno inferior en la Punta Donata. No se han estudiado los detalles de la mecánica de la deformación, pero en forma tentativa se infiere que la marcada estructuración de fallas de orientación general norte (Fig. 1b), pudo haber jugado un papel decisivo en el control de la generación de depocentros aislados del Paleoceno-Eoceno inferior. Estructuras semejantes, i.e. transversales al eje de corrimientos, se conocen en la faja plegada de los Apeninos, donde ejercen un marcado control sobre la ubicación de depocentros. Este fallamiento transversal promueve vías de acceso de sedimentos a la cuenca, y el desplazamiento vertical asociado resulta en la creación de espacio de acomodación, generándose depocentros aislados en dirección paralela al rumbo de los corrimientos (Ricchi Lucchi 1986; cf Higgs 1990 y Sinclair 2000). Evidencias adicionales que sustentan esta inferencia se conocen en el subsuelo de la cuenca de Malvinas. En el subsuelo del sur de esta cuenca, las secuencias P1 a P3 del Paleoceno-Eoceno inferior se asocian a montículos calcáreos y muestran cambios de espesor, aparentemente asociados a fallamiento (Galeazzi 1998).

Discusión y conclusiones

El Cretácico superior-Paleogeno constituye una etapa crítica en la evolución geológica de los Andes Fueguinos y en la estructuración de las cuencas de antepaís Austral y Malvinas. Los resultados publicados de la prospección de hidrocarburos en el subsuelo de la plataforma atlántica y en la región central y norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, sugieren una evolución geológica y tectónica semejante para las cuencas Austral y Malvinas, con ligero diacronismo. El control tectónico, que se expresa en la columna estratigráfica del Jurásico-Cenozoico del orden de los 7 km de espesor, refleja una etapa inicial de extensión y adelgazamiento cortical (fase de "rifting") en el Jurásico; una etapa de decaimiento térmico e inundación de las cuencas (fase de *sag*) en el Cretácico y una etapa compresiva, asociada al levantamiento andino, deformación y subsidencia por carga tectónica (fase de *foredeep*) entre el Cretácico superior y el Paleogeno. En esta última etapa, tres megasecuencias reflejarían la estructuración y evolución de las cuencas de antepaís Austral y Malvinas (Biddle *et al.* 1986; Yrigoyen 1989; Robbiano *et al.* 1996; Galeazzi 1998).

En particular, la información de subsuelo más próxima al área del río Bueno proviene de la plataforma atlántica, en las cercanías del pozo Ciclón x-1 situado a unos 70 km al NNE del área de estudio. En este pozo y, a nivel regional, hacia el norte, la sucesión del Cretácico superior-Cenozoico compone tres

megasecuencias (MS) separadas por discordancias importantes: MS3, Aptiano-Maastrichtiano; MS4, Paleoceno-Eoceno inferior y MS5, Eoceno tardío-Mioceno (Galeazzi 1998).

En el techo de MS3, el Maastrichtiano (20 a 100 m de espesor) está constituido principalmente por arenas glauconíticas y arcillitas, que se truncan hacia el norte por debajo de la discordancia que limita el techo de MS3 (Galeazzi 1998). En el área del río Bueno, el techo de MS3 se correlaciona con la Formación Policarpo, que desarrolla aquí un espesor notoriamente mayor (350 m como mínimo) y se caracteriza por sus intercalaciones de facies de granometría más gruesa y por la ausencia generalizada de abundante glauconita.

En la plataforma atlántica, la MS4 constituye una cuña clástica, con espesores variables entre 700 m en el sur y 30-50 m en el norte, de areniscas glauconíticas, arcillitas y carbonatos del Paleoceno-Eoceno inferior. MS4 está compuesta de tres secuencias agradacionales (P1; P2 y P3), que traslapan progresivamente de S a N sobre el Arco de Dungeness. P1 incluye estratos del Paleoceno limitados a la porción S de la plataforma y P2 y P3 (Paleoceno-Eoceno) se expanden hacia el N y traslapan sobre el Arco de Dungeness. La base y el techo de MS4 están limitados por importantes discordancias (Galeazzi 1998). En el área de nuestro estudio, el complejo paquete conformado por las Formaciones Cabo Leticia, La Barca, Punta Noguera y Cerro Ruperto se correlaciona con la parte inferior y media (Paleoceno-Eoceno temprano) de MS 4. No es posible todavía una correlación más precisa con las secuencias P1, P2 y P3, por falta de una bioestratigrafía más detallada en el subsuelo. Comparativamente, las unidades referidas en el área del río Bueno al Paleoceno-Eoceno inferior desarrollan facies de granometría más gruesa y un mayor espesor, del orden de 1000 m (Fig. 4). La discordancia situada en la base de la Formación Río Bueno está asociada a un importante hiato que abarca en parte al Paleoceno y Eoceno temprano (Fig. 1d).

En la plataforma atlántica la MS5 constituye una cuña clástica, con espesores variables entre 4.000 m en el sur y 500 m en el norte, de areniscas líticas y glauconíticas, calizas, arcillitas y tobas del Eoceno tardío-Mioceno (Galeazzi 1998). En nuestro estudio, esta megasecuencia se correlaciona en parte con la Formación Cerro Colorado, parcialmente expuesta al norte del importante lineamiento del Cabo Leticia-Playa La Barca. Este lineamiento, en la geología de superficie, separa arealmente al conjunto Cretácico-Paleoceno/Eoceno inferior, expuesto principalmente al sur, del conjunto Eoceno medio/Mioceno, expuesto principalmente al norte de este lineamiento (Fig. 1; véase además Olivero y Malumián 1999 y Olivero *et al.* 1999).

La evolución geológica de las megasecuencias MS3, MS4 y MS5, reconocidas por estudios de líneas sísmicas y perforaciones en el subsuelo de la platafor-

ma atlántica, reflejaría los siguientes eventos tectónicos. El tope de MS3 se habría depositado durante una fase de quietud tectónica, durante el Maastrichtiano; MS4 representaría una fase de transición a la etapa de antepaís, con el desarrollo de una cubeta (foredeep) adosada al margen norte del orógeno andino y MS5, representaría la fase de profundización marcada y el inicio de la etapa de evolución como una cuenca de antepaís en sentido estricto, para la cuenca de Malvinas (Galeazzi 1998). Mediando un ligero diacronismo -o con leve discrepancia en la interpretación cronológica- de estos sucesos tectónicos se ha interpretado una evolución estratigráfica similar para la cuenca Austral (Biddle *et al.* 1986 y Robbiano *et al.* 1996).

Los datos sobre la estratigrafía del Cretácico superior-Paleogeno presentados en este trabajo provienen de un ambiente geológico que no ha sido interesado por la prospección del subsuelo. El área de estudio se sitúa en la parte interna del orógeno fueguino, dentro de la faja plegada y corrida andina, aproximadamente a unos 70 km al SSO del pozo Ciclón x-1, (*cf.* Yrigoyen 1989; Galeazzi 1998). Si bien nuestros datos son coherentes, en líneas generales, con la evolución tectónica interpretada a partir de la información del subsuelo, existen diferencias significativas que indican un mayor grado de complejidad en la evolución estratigráfica y control tectónico en la franja más interna de la cuenca.

En particular, en forma comparativa con el Maastrichtiano de la MS3, el reconocimiento de un mayor espesor, con facies de granometría más gruesa para la Formación Policarpo, podría reflejar el inicio de la etapa de antepaís ya durante el Maastrichtiano, en la parte más interna del orógeno. Estudios en elaboración por los autores y datos preliminares publicados (Olivero 2000), indican que al SE del área de estudio, en la Bahía Thetis, el Maastrichtiano incluye conglomerados con clastos derivados de rocas andinas foliadas (metavolcanitas ácidas del Jurásico y pizarras del Cretácico inferior) con un patrón de dispersión de paleocorrientes dirigidas hacia el actual norte. Estos datos sugieren que la etapa de deformación compresiva, apilamiento tectónico, levantamiento inicial de los Andes Fueguinos y formación de una cubeta profunda, data al menos desde el Maastrichtiano en la parte más interna del orógeno. De igual manera, el reconocimiento en el área del río Bueno de una espesa y compleja columna del Paleoceno/Eoceno temprano, separada por una importante discordancia angular labrada hacia fines del Eoceno temprano, no parece tener correlato estricto con la sucesión estratigráfica de MS 4, elaborada en el subsuelo y al norte del presente estudio.

En conclusión, la comparación entre la estratigrafía del Cretácico superior-Paleogeno conocida en el subsuelo de la plataforma atlántica, al norte de nuestro estudio, y la establecida para el área del río Bueno,

dentro de la faja plegada y corrida del orógeno fueguino, sugiere que la etapa de antepaís de las cuencas Austral y Malvinas comenzó hacia fines del Cretácico. Las diferencias indicadas para las sucesiones sedimentarias del Cretácico superior-Paleogeno, entre el subsuelo del área norte de la plataforma y nuestra zona de estudio, estarían indicando la migración sucesiva de depocentros sedimentarios, a medida que la deformación compresiva y apilamiento tectónico progresaban hacia el norte de la cuenca.

Agradecimientos

En memoria de mi hija Cecilia, que en sus largas cabalgatas entre San Pablo y Thetis transportó muestras para este trabajo y dejó su joven espíritu grabado en la costa atlántica fueguina (E. B. O.). Se agradece la colaboración de la Dirección de Aeronáutica Provincial y, en especial, se agradece a A. Imbert (Centro Hípico Fin del Mundo), H. Oyarzún y N. Ainol, Puesto del Río Bueno y J. Contreras y C. Oyarzo, Puesto La Chaira, que facilitaron el acceso al área de estudio. M. I. López C. (CADIC), participó en los trabajos de campo, realizó los cortes delgados y la determinación de pistas fósiles. El presente estudio fue financiado en parte por los subsidios PICT 221 (Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica)-PIP CONICET 4304 a nombre de E.B. Olivero; PICT 385 (ANPC y T), de R. Perdomo, y PICT 07-00000-01809 (ANPC y T), de N. Malumián y subsidio UBACYT TW68. Este trabajo es una contribución al proyecto SAMC 381.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Acevedo, R. D., 1988. Estudios geológicos areales y petro-estructurales en el Complejo Deformado de los Andes Fueguinos. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 246 pp. (inédito).
- Biddle, K. T., Uliana, M. A., Mitchum, R. M. Jr., Fitzgerald, M. G. and Wright, R. C., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En Allen, P. A. and Homewood, P. (Eds.): *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 8: 41-61.
- Buatois, L. A. y Camacho, H. H., 1993. Geología del sector nororiental del lago Fagnano, Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(2): 109-124.
- Camacho, H. H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22(4): 253-280.
- Cañón Martínez, A., 1968. Cronoestratigrafía de los sedimentos terciarios de Tierra del Fuego, Provincia de Magallanes. Memoria de Prueba para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología (Inédito).
- Cookson, I and Eisenack, A., 1965. Microplankton from the Dartmoor Formation, SW Victoria. *Proceedings of the Geological Society of Victoria*, 79: 133-137.
- Flores M. A., Malumián, N., Masiuk, V. y Riggi, J. C., 1973. Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(4): 407-437.
- Furque, G. y Camacho, H. H., 1949. El Cretácico superior de la costa Atlántica de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4(4): 263-297.
- Galeazzi, J. S., 1998. Structural and Stratigraphic Evolution of the Western Malvinas Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 82(4): 596-636.
- Hayward, B. W., Hollis, C. J. and Grenfell, H. R., 1997. Recent Elphidiidae (Foraminifera) of the South-west Pacific and fossil Elphidiidae of New Zealand. *Institute of Geological and Nuclear Sciences Monograph 16*, New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin, 72: 1-166.
- Higgs, R., 1990. Sedimentology and tectonic implications of Cretaceous fan-delta conglomerates, Queen Charlotte Islands, Canada. *Sedimentology*, 37: 83-103.
- Hornibrook, N. de B., Brazier, R. C. and Strong, C. P., 1989. Manual of New Zealand Permian to Pleistocene Foraminiferal Biostratigraphy. *New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin*, 56: 1-175.
- Huber, B. T., 1988. Upper Campanian-Paleocene foraminifera from the James Ross Island region (Antarctic Peninsula). En: R. M. Feldmann and M. O. Woodburne (Eds.). *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctica*. Geological Society of America Memoir, 169: 63-252.
- James, N. P., 1997. The cool water carbonate depositional realm. En: James, N.P and Clarke, A.D. (eds.): *Cool-water carbonates*, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication, 56: 1-20.
- Kaminski, M. A., Boersma, A., Tysza, J., and Holbourn, A. E. L., 1995. Response of deep-water agglutinated foraminifera to dysoxic conditions in the California Borderland basins. En: Kaminski M.A.; Geroch, S. and Gasinski M.A. (eds.), 1995. *Proceeding of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication, 3: 131-140.
- Kaminski, M. A., Kuhnt, W. and Radley, J. D., 1996. Palaeocene-Eocene deep water agglutinated foraminifera from the Numidian Flysch (Rif, Northern Morocco): their significance for the palaeoceanography of the Gibraltar gateway. *Journal of Micropaleontology*, 15: 1-19.
- Li, Q., Quilty, P. G., Moss, G. and McGowran, B., 1996. Southern Australian endemic and semi-endemic foraminifera: a preliminary report. *Journal of Micropaleontology*, 15: 169-185.
- Lowe, D. R., 1976. Subaqueous liquified and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, 23: 285-308.
- Lowe, D. R., 1982. Sediments gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- Macellari, C. E., 1986. Late Campanian-Maastrichtian ammonite fauna from Seymour Island (Antarctic Peninsula). *Journal of Paleontology*, Memoir, 18: 1-55
- Malumián N. y Caramés, A., 2001. Foraminíferos de la Formación La Barca, Paleoceno, Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (en prensa).
- Malumián, N. y Jannou, G., 2000. Foraminíferos uniloculares, Eoceno inferior, Isla Grande de Tierra del Fuego y la plataforma continental adyacente, Argentina. *Ameghiniana*, 37(1): 91-102.
- Malumián, N. y Masiuk, V., 1976. Foraminíferos de la Formación Cabeza de León (Cretácico Superior, Tierra del Fuego, Rep. Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(3):180-202.
- Malumián, N. y Olivero, E. B., 1998. La Formación Río Bueno, relaciones estratigráficas y edad Eoceno inferior, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica. *Actas I:120-124*.
- Malumián, N., Olivero, E. B. and Concheyro, A., 1994. Eocene microfossils from the Leticia Formation, Tierra del Fuego Island, Argentina. *Ameghiniana*, 31: 398.

- Martinioni, D. R., Olivero, E. B. y Palamarczuk, S., 1999. Estratigrafía y discordancias del Cretácico Superior-Paleoceno en la región central de Tierra del Fuego. En: Nañez, C. (Ed.): Simposio Paleogeno de América del Sur. Anales del Servicio Geológico Minero Argentino, 33: 7-16. Buenos Aires.
- McGowran, B., 1965. Two Paleocene foraminiferal faunas from the Wanbgerrip Group, Pebble Point coastal section, western Victoria. Proceedings of the Royal Society of Victoria 79(1): 9-74.
- Natland, M.L.; González, E., Cañón, A. and Ernst, M., 1974. A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments. The Geological Society of America, Memoir, 139: 1-126.
- Nemec, W., 1990. Aspects of sediments movement on steep delta slopes. En: Colella A. and Prior D. B. (Eds.): Coarse-Grained Deltas, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 10: 29-73.
- Nemec, W., Porebski, S. J. and Steel, R. J., 1980. Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Ksiaz Formation (Famennian-Tournasian), southwestern Poland. Sedimentology, 27: 519-538.
- Olivero, E. B.: 2000. Late Cretaceous deep-water resedimented conglomerates of Eastern Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. 2° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8° Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes: 135-136.
- Olivero, E. B. and Malumián, N., 1999. Eocene stratigraphy of Southern Tierra del Fuego, Argentina. American Association of Petroleum Geologists. Bulletin, 83(2): 295-313.
- Olivero, E. B., Martinioni, D. R., Malumián, N. y Palamarczuk, S., 1999. Bosquejo geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 291-294, Salta.
- Ricci Lucchi, F. 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. En: Allen, P. A. and Homewood, P. (Eds.): Foreland Basins. International Association of Sedimentologists Special Publication, 8: 105-139.
- Robbiano, J. A., Arbe, H. y Gangui, A., 1996. Cuenca Austral marina. En 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires, 1996) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina, V. A. Ramos y M. A. Turic (Eds.), Relatorio 17: 323-341.
- Shanmugam, G., 1996. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows?. Journal of Sedimentary Research, 66: 2-10.
- Sinclair, H. D., 2000. Delta-fed turbidites infilling topographically complex basins: a new depositional model for the Annot Sandstones, SE France. Journal of Sedimentary Research, 70: 504-519.
- Stover, L., 1973. Paleocene and Eocene species of *Deflandrea* (Dinophyceae) in Victorian Coastal and offshore basins Australia. Geological Society of Australia, Special Publications, 4: 167-188.
- Strong, C. P., Hollis, C. J., and Wilson, G., 1995. Foraminiferal, radiolarian and dinoflagellate biostratigraphy of late Cretaceous to middle Eocene pelagic sediments (Muzzle Griop) Mead stram, Marlborough, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 38: 171-212.
- Surlyk, F., 1984. Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Froland Group, East Greenland. En Kostner, E. H. and Steel, R. J. (Eds.) Sedimentology of gravels and conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 359-382
- Wilson, G., 1988. Paleocene and Eocene Dinoflagellate cysts from Waipawa, Hawks Bay, New Zealand. New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin, 55: 1-96.
- Yrigoyen, M. R., 1989. Cuenca de Malvinas. En Chebli, G. A. y Spalletti (Eds): Cuencas Sedimentarias Argentinas; Serie Correlación Geológica 6: 481-491. Universidad Nacional de Tucumán.

Recibido: 29 de diciembre, 2000

Aceptado: 28 de junio, 2002