

Estratigrafía del Cretácico Superior-Paleoceno del área de Bahía Thetis, Andes fueguinos, Argentina: acontecimientos tectónicos y paleobiológicos

Eduardo B. Olivero

Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET), Bernardo A. Houssay 200
9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina
emolivero@ciudad.com.ar

Norberto Malumián

SEGEMAR y CONICET; Benjamín Lavaisé 1194, (C 1107 BJD) Buenos Aires, Argentina
malumian@mpgeo1.gov.ar

Susana Palamarczuk

Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET), Bernardo A. Houssay 200,
9410 Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina

RESUMEN

Se caracteriza la evolución estratigráfica del Cretácico superior-Paleoceno de las cuencas de antepaís Austral-Malvinas en la porción más interna de la faja plegada y corrida del extremo oriental de los Andes fueguinos. En la bahía Thetis se reconocen tres Formaciones: 1) Bahía Thetis, fangolitas oscuras, tobas, turbiditas arenosas y conglomerados resedimentados, con ammonites y foraminíferos del Campaniano tardío-?Maastrichtiano inferior; 2) Policarpo, fangolitas arenosas, tobáceas, bioturbadas con ammonites, foraminíferos y dinoquistes del Maastrichtiano en su parte inferior-media y con foraminíferos y dinoquistes del Daniano en su parte superior; y 3) Tres Amigos (n. nombre), conglomerados, areniscas y fangolitas, con dinoquistes y foraminíferos del Paleoceno austral. Estas tres formaciones, sumadas a los estratos de la bahía Buen Suceso (Santoniano-Campaniano inferior), de la caleta Falsa de Policarpo-Río Bueno (Maastrichtiano a Eoceno medio basal), y del cabo Campo del Medio (Eoceno), integran sobre la costa atlántica una columna estratigráfica compuesta, relativamente completa del Santoniano al Eoceno superior. Dataciones paleontológicas e inferencias tectónicas en cuerpos conglomerádicos y discordancias, acotan la edad de tres pulsos principales de levantamiento de los Andes fueguinos en el Campaniano tardío-?Maastrichtiano temprano; Paleoceno medio-tardío; y Eoceno medio basal, respectivamente. Los últimos inocerámidos hallados son del Campaniano temprano, pero probablemente su desaparición en los Andes Fueguinos ocurra en el Maastrichtiano, conjuntamente con un marcado cambio de condiciones de fondo, de disóxicas-anóxicas en el Campaniano tardío-?Maastrichtiano inferior a óxicas en el Maastrichtiano tardío.

Palabras claves: Andes fueguinos, Estratigrafía, Levantamiento andino, Cretácico-Paleógeno, Extinción de inocerámidos, Acontecimiento anóxico del Campaniano.

ABSTRACT

Stratigraphy of the Upper Cretaceous-Paleocene from Thetis Bay, Fuegian Andes, Argentina: tectonic and paleobiologic events. The stratigraphic evolution of marine, Upper Cretaceous-Paleocene rocks within the inner fold belt of the foreland Austral-Malvinas basins is studied at the eastern tip of the Fuegian Andes. At Thetis Bay, the stratigraphic column includes three Formations: 1) Bahía Thetis, dark mudstone, tuff, turbidite sandstone,

and resedimented conglomerate with late Campanian-?early Maastrichtian ammonites and foraminifera; 2) Policarpo, bioturbated, tuffaceous, sandy mudstone with Maastrichtian ammonites, foraminifera, and dinocysts in its lower-mid parts, and Danian dinocysts in its upper part; and 3) Tres Amigos (new name), conglomerate, sandstone and mudstone, with austral Paleocene dinocysts and foraminifera. Together with Santonian-lower Campanian strata, at Buen Suceso Bay, Maastrichtian to basal mid-Eocene strata, at caleta Falsa de Policarpo-Río Bueno, and lower to upper Eocene strata, at Cape Campo del Medio we erect a relatively complete Santonian to upper Eocene, composite stratigraphic column that records significant tectonic and paleobiologic events. Based on paleontologic dating and tectonic inferences on conglomerate bodies and unconformities, the age of three main pulses of Andean uplift are constrained within the late Campanian-?early Maastrichtian; mid-late Paleocene; and basal mid Eocene, respectively. The last record of inoceramid bivalves is in the early Campanian but most likely the extinction event could be indirectly recorded by the marked change from late Campanian-?early Maastrichtian disoxic-anoxic to late Maastrichtian oxic bottom conditions.

Key words: Andes fueguinos, Stratigraphy, Andean Uplift, Cretaceous-Paleogene, Inoceramid extinction, Campanian anoxic event.

INTRODUCCIÓN

En el extremo austral de América del Sur y durante el lapso Cretácico tardío-Paleógeno, se producen drásticos cambios paleogeográficos asociados a un conjunto de acontecimientos tectónicos y paleobiológicos. Durante este lapso se levantan los Andes fueguinos y se originan las cuencas de antepaís Austral, o de Magallanes, y Malvinas. Asociados a una compleja historia geológica, estos acontecimientos estuvieron regulados en parte por una tectónica compresiva que se inicia hacia el Cretácico tardío y que continúa durante parte del Cenozoico (Dalziel *et al.*, 1974; Biddle *et al.*, 1986; Olivero y Martinioni, 1996a; Galeazzi, 1998; Suárez *et al.*, 2000). Dentro del estudio de acontecimientos paleobiológicos, el fenómeno de la desaparición diacrónica del grupo de bivalvos inocerámidos tiene en la actualidad un creciente interés. En la Antártica, el grupo se extingue en las cercanías del límite Campaniano temprano-tardío y en Europa durante el Maastrichtiano (MacLeod *et al.*, 1996; Crame y Luther, 1997; Olivero y Medina, 2000).

En el extremo oriental de los Andes fueguinos de la isla Grande de Tierra del Fuego, la remota región de Península Mitre (Fig. 1) constituye un área clave para el estudio de estos acontecimientos, pero la falta de conocimiento de secciones relativamente completas y de un marco estratigráfico adecuado del Cretácico-Paleógeno, han demorado su comprensión y su correcta posición cronológica. En la región andina de la isla, el Cretácico Superior-Paleógeno es casi desconocido, salvo por menciones puntuales (Furque y Camacho, 1949;

Hünicken *et al.*, 1975; Olivero y Malumián, 1999; Martinioni *et al.*, 1999). El Cretácico-Paleógeno sólo es relativamente bien conocido en el subsuelo del norte de la isla y de la plataforma adyacente, a raíz de estudios vinculados con la prospección de petróleo. Sin embargo, la mayoría de las secciones estudiadas en el subsuelo son incompletas y se caracterizan por un fuerte hiato que incluye gran parte del Paleógeno, especialmente en la parte norte de las cuencas de antepaís Austral o de Magallanes y de Malvinas (cf. Flores *et al.*, 1973; Natland *et al.*, 1974; Biddle *et al.*, 1986; Galeazzi, 1998).

Como parte de un estudio general de la estratigrafía de los Andes fueguinos, en este trabajo se aportan nuevos datos sobre la geología del Cretácico-Paleógeno del área de Bahía Thetis (Fig. 1). Sumados a estudios previos, en la bahía Buen Suceso (Olivero y Medina, 2001), en la caleta Falsa de Policarpo-Río Bueno (Malumián y Caramés, 2002; Olivero *et al.*, 2002), y en el cabo Campo del Medio (Olivero y Malumián, 1999), estos nuevos datos permiten establecer una espesa y relativamente completa sucesión estratigráfica, que incluye el Santoniano-Campaniano inferior (estratos de la bahía Buen Suceso); el Campaniano superior-Paleoceno (formaciones Bahía Thetis, Policarpo y Tres Amigos, en el área de la bahía Thetis), el Maastrichtiano-Eoceno (formaciones Policarpo, Cabo Leticia, La Barca, Punta Noguera, Cerro Ruperto y Río Bueno, en el área de caleta Falsa de Policarpo-Río Bueno) y el Eoceno (formaciones Punta Torcida, Leticia y Cerro Colorado, en el área

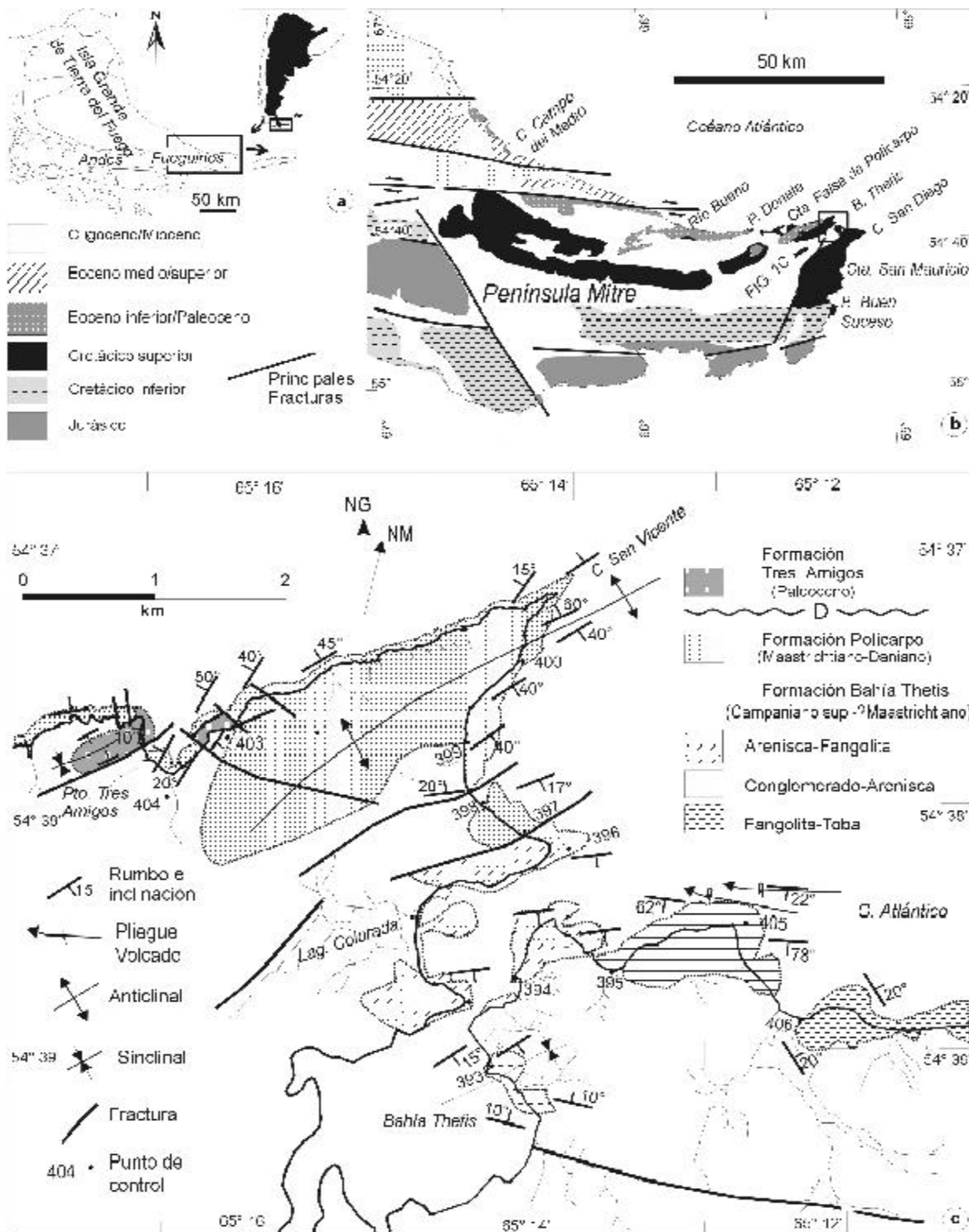


FIG. 1. a- posición relativa del área de estudio; b- esquema geológico del extremo oriental de los Andes fueguinos, adaptado de Olivero *et al.* (1999); c- mapa geológico del área de la bahía Thetis.

del cabo Campo del Medio). Esta sucesión estratigráfica llena un importante vacío de conocimiento y tiene considerable interés para el estudio de la evolución geológica de los Andes fueguinos. En tal sentido, los objetivos de este trabajo son los de caracterizar la evolución estratigráfica del Cretácico Superior-Paleógeno, especialmente para el

área de la bahía Thetis y analizar sus implicancias geológicas. En particular, se discuten las edades más probables de la desaparición de los inocerámidos y de distintos pulsos tectónicos en los Andes fueguinos y se reconocen ambientes disóxicos-anóxicos coevos con el acontecimiento anóxico del Campaniano.

ANTECEDENTES ESTRATIGRÁFICOS

El primer reconocimiento del área de la bahía Thetis, extremo oriental de los Andes fueguinos (Fig. 1), se debe a Furque y Camacho (1949). Sus datos paleontológicos y división estratigráfica del Cretácico han sido interpretados de diversas maneras por cierta ambigüedad en la procedencia de los fósiles y en la imprecisión de la terminología estratigráfica, en especial respecto a los denominados Estratos de Bahía Thetis y Estratos de Policarpo.

Basados en el hallazgo de Furque de ammonites referidos a los géneros *Phylloceras* y *Lytoceras*, Petersen y Methol (1948) indican que el término inferior del Cretácico Superior está representado por las sedimentitas expuestas entre la bahía Thetis y el cabo San Diego. Furque y Camacho (1949), reconocieron dos 'series sedimentarias' en el área entre el puesto Tres Amigos y la bahía Thetis. La 'Serie de Beauvoir', de posición estratigráfica inferior, que incluiría a las capas del cabo San Vicente y a los Estratos de Bahía Thetis. Mencionaron, además, el hallazgo de dos ejemplares de ammonites en la barranca de la bahía Thetis, que fueron referidos al Senoniano temprano de acuerdo con determinaciones de A.F. Leanza. En posición estratigráfica superior, reconocen a la 'Serie del Río Claro', compuesta de los estratos de Policarpo, Leticia y Río Bueno. En especial, indicaron que los Estratos de Policarpo tienen edad campaniana al igual que los de Bahía Thetis, donde fue hallado *Kossmaticeras gemmatum* Huppé, determinación también realizada por A.F. Leanza. Leanza (1964) rectificó esta última determinación, asignándolo a *Maorites cf. densicostatus* (Kilian y Reboul), de probable edad campaniana tardía. Indicó que el ejemplar de esta especie fue recuperado de una grauvaca negra, compacta y tenaz, que forma parte de los Estratos de Bahía Thetis, aunque en el resumen de su trabajo mencionó que el ejemplar fue recogido en 'Bahía Policarpo'. Furque (1966),

refirió un conjunto de grauvacas grises y oscuras, areniscas finas y conglomerados grises expuestos entre la bahía Thetis y la caleta San Mauricio a la Formación Beauvoir. Este autor volvió a mencionar los géneros de ammonites *Phylloceras* y *Lytoceras* (según determinaciones de A. F. Leanza) en el extremo norte de la bahía Thetis, y sobre la base de estos ammonites asignó una edad cretácica temprana-media para todo el conjunto. Camacho (1967) restringió la edad de la Formación Beauvoir al Cretácico temprano, excluyó de esta formación a los Estratos de Bahía Thetis y consideró que estos últimos forman una sola unidad litológica con los Estratos de Policarpo. Sobre la base de la determinación de *Maorites cf. densicostatus* de Leanza (1964), refirió tanto los Estratos de Bahía Thetis como los de Policarpo al Campaniano.

Recientes trabajos realizados en la costa atlántica de Tierra del Fuego han establecido la edad y relaciones estratigráficas de las capas previamente referidas por Furque y Camacho (1949) a los Estratos de Leticia y Río Bueno (Malumián y Olivero, 1998; Olivero y Malumián, 1999; Olivero *et al.*, 1999) y parte de las capas referidas originalmente a los Estratos de Policarpo en el área de la caleta Falsa-Río Bueno (Olivero *et al.*, 2002). En este trabajo se agregan nuevas observaciones geológicas y datos paleontológicos que clarifican la estratigrafía de las capas expuestas en la costa atlántica, entre la bahía Thetis y el puesto Tres Amigos (Fig. 1). Como resultado se diferencian las formaciones Bahía Thetis, Campaniano superior-Maastrichtiano; Policarpo, Maastrichtiano-Daniano; y Tres Amigos, Paleoceno (Figs. 1 y 2). Las mejores exposiciones de estas formaciones se encuentran en los acantilados y en la zona intermareal adyacente; tierra adentro afloran sólo reducida y discontinuamente entre la densa cobertura de bosque, suelo y turba.

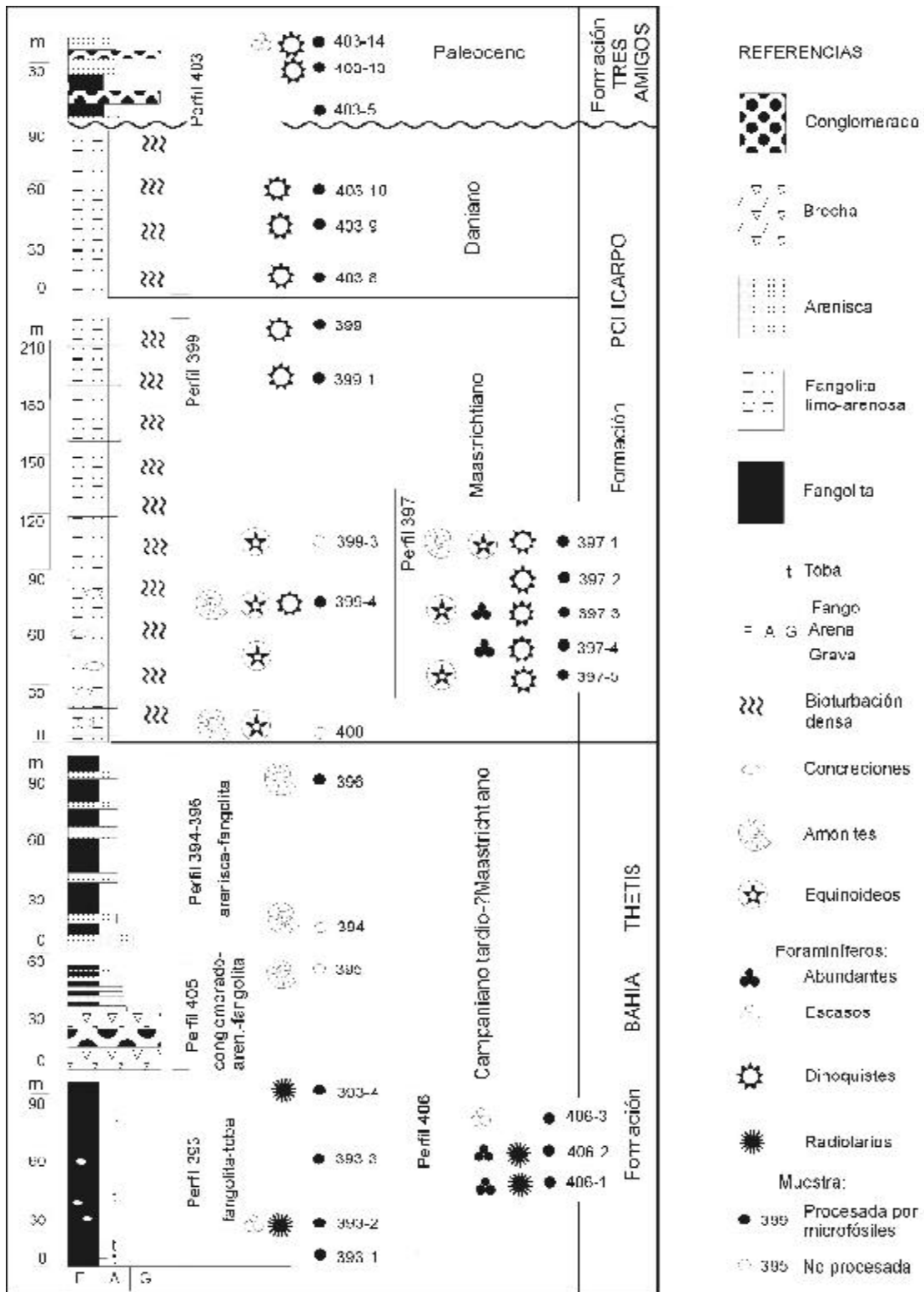


FIG. 2. Columna estratigráfica, perfiles sedimentológicos y posición de muestras estudiadas de las formaciones Bahía Thetis, Policarpo y Tres Amigos.

CRETÁCICO SUPERIOR (CAMPANIANO SUPERIOR-?MAASTRICHTIANO INFERIOR)

FORMACIÓN BAHÍA THETIS Furque y Camacho, 1949

Corresponde a parte de los Estratos de Bahía Thetis de Furque y Camacho (1949) y Camacho (1967), de la Formación Beauvoir de Furque (1966) y del Cretácico de Olivero y Malumián (1999); y a los paquetes a, b y c del Cretácico Superior de Olivero (2000).

LITOLOGÍA Y ESPESOR

La formación comprende tres asociaciones litológicas, constituidas por fangolita-toba; conglomerado-arenisca-fangolita y arenisca-fangolita, respectivamente. Estas asociaciones están restringidas arealmente y la posición estratigráfica relativa de cada una es incierta debido al alto grado de deformación. Todas las rocas son muy compactas e induradas, con clivaje incipiente y predominio de tonalidades oscuras. Un rasgo conspicuo de la Formación es la rareza o ausencia generalizada de icnofósiles. El espesor mínimo se estima en 250 m.

Asociación fangolita-toba

Sucesión muy bien estratificada de capas alternantes de fangolita pizarreña negra, con alto contenido de materia orgánica y toba gris clara (puntos 393 y 406, Figs. 1, 3). En las fangolitas pizarreñas alternan bancos masivos (espesores variables entre 0,10 m y 2 m) y bancos laminados (entre 0,40-0,60 m de espesor) con marcada fisilidad y apreciable cantidad de mica. Las tobas (0,05-0,10 m) se componen de finos fragmentos angulosos de pasta volcánica andesítica (50-60%) recristalizada en sílice y clorita; fragmentos de cristales idiomorfos de plagioclasa (andesina, hasta un 30%) y fragmentos límpidos con extinción relámpago de cuarzo (hasta un 10%). Ciertos niveles contienen escasas concreciones calcáreas esféricas de hasta 1,5 m de diámetro. La sucesión está suavemente plegada y alcanza un espesor mínimo del orden de los 100 m. (Fig. 2).

Asociación conglomerado-arenisca-fangolita

Sucesión muy deformada, con pliegues apretados y volcados, bien estratificada, compuesta de conglomerado, brecha, arenisca y fangolita, que definen una sucesión grano y estrato decreciente, con un espesor mínimo de 54 m (punto 405, Figs. 1, 2). La parte basal está dominada por fangolita o arenisca con guijarros y conglomerado. Las fangolitas con guijarros (1-4 m de espesor) contienen clastos angulosos o redondeados (hasta 0,10-0,15 m de diámetro) dispersos y flotantes en una matriz de fango masivo. Los conglomerados tienen clastos bien redondeados y subangulosos (entre 0,05 m y 0,20 m de diámetro), gradación normal o inversa, en su mayor parte fábrica clastostén y en parte estratificación entrecruzada de gran escala. La porción superior de esta sucesión consiste en una alternancia regular de bancos (espesor variable entre 0,10 m y 0,60 m) de fangolita negra y de turbiditas arenosas, con laminación paralela dominante y turboglifos en sus bases. Los clastos de los conglomerados y fangolita con guijarros están predominantemente compuestos de fangolita pizarreña, en parte con abundantes radiolarios, y metavolcanitas ácidas. En menor proporción hay clastos de concreciones calcáreas y plutonitas. Al microscopio, la composición modal de conglomerados y areniscas está dominada por cristales deformados de cuarzo (12-35%); cristales alterados de plagioclasa (11-25%); fragmentos líticos de metavolcanitas ácidas (25-37%) y pizarras con radiolarios (10-32%). Toda la sucesión está cortada por una multitud de diques clásticos arenosos. En las cercanías del punto 395, se hallaron fragmentos de *Diplomoceras* sp. en horizontes con escasa bioturbación, caracterizada por los icnogéneros *Zoophycos* y *Dactyloidites*.

Asociación arenisca-fangolita

Al oeste del punto 395 y a lo largo de la costa de la bahía Thetis hasta el punto 397 (Fig. 1, se expone una sucesión muy cizallada de turbiditas arenosas y fangolitas, con bancos discontinuos y

desmembrados, con aspecto en parte de megabrecha tectónica. Al microscopio, la composición petrográfica de las areniscas es semejante a las de la asociación anterior. Sólo en las cercanías de los puntos 394 y 396 se hallaron fragmentos de ammonites indeterminables por su mala preservación. El espesor mínimo estimado es de 100 m.

DISTRIBUCIÓN AREAL Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Fuera del área estudiada (Fig. 1), corresponderían en parte a la Formación Bahía Thetis las sedimentitas expuestas entre el cabo San Diego y la caleta San Mauricio, diferenciadas como Formación Beauvoir por Furque (1966). Parte de las capas de Buen Suceso, especialmente las fangolitas micáceas y tobas con fauna de *Inoceramus* (*Platyceramus*) sp. y *Sphenoceramus* sp., del Santoniano tardío-Campaniano temprano (Olivero y Medina, 2001), tienen semejanza litológica con la asociación fangolita-toba de la Formación Bahía Thetis. No obstante, la mayor antigüedad de las capas de Buen Suceso y la reconocida discordancia regional que separa al Campaniano inferior del superior (Malumián y Caramés, 1997; Olivero y Medina, 2000), previnieron asignar las capas de Buen Suceso a la Formación Bahía Thetis.

En la bahía Thetis, la base y techo de la formación no están expuestos. En las cercanías del punto 397, una importante falla inversa monta a la Formación Bahía Thetis sobre la Formación Policarpo (Fig. 1). No obstante, se infiere que la Formación Bahía Thetis ocupa una posición estratigráfica inferior respecto a la Formación Policarpo en razón de las distintas características litológicas y paleontológicas, y de la probable edad daniana de los términos superiores de la última (Ver más adelante).

PALEONTOLOGÍA, EDAD Y CORRELACIÓN

Se hallaron escasos fragmentos de ammonites, de ellos, el único elemento diagnóstico es *Diplomoceras* sp. del punto 395. En la Antártica, el género *Diplomoceras* presenta dos especies; *D. lambi* Spath, conocida en el intervalo Campaniano tardío basal-Maastrichtiano medio, y *D. maximum*

Olivero y Zinsmeister en el Maastrichtiano tardío (Olivero y Zinsmeister, 1989), de manera que *Diplomoceras* sp. sugiere en principio una edad poscampaniana temprana.

Ocho muestras procesadas sobre toda la Formación carecen de palinomorfos. De ellas, todas tenaces, resistentes a la desagregación y con abundante materia orgánica, cinco dieron microfauna escasa a relativamente abundante, y regularmente conservada, en la asociación fangolita-toba (Fig. 2). Muestra 393-2: Material relativamente escaso, *Rzehakina fissistomata* (Grzybowski), *Reticulophragmium* sp., 'Recurvoides' sp. Muestra 393-4: material muy escaso, mal preservado. Muestras 406-1 y 406-2: material relativamente abundante, *Rzehakina inclusa* Grzybowski, *Reticulophragmium* sp. de Nánñez y Malumián, *Bathysiphon* sp. Muestra 406-3: material escaso, *Reticulophragmium* sp. Todas las muestras contienen abundantes radiolarios esféricos.

El conjunto de microfósiles de la asociación fangolita-toba es muy distintivo, está conformado, exclusivamente, por foraminíferos aglutinados sin formas biseriales, y caracterizado por relativamente abundantes grandes ejemplares de *Rzehakina* que sugieren una edad campaniana. *Reticulophragmium* sp. ha sido ilustrado y es uno de los aglutinados con pared alveolar más antiguo, y se conoce por encima de los niveles con *Hoplitoplacenticerias* (Campaniano superior) y por debajo de los niveles con *Maorites* (Maastrichtiano), en Cerro Cazador en la Formación del mismo nombre (Nánñez y Malumián en Malumián y Panza, 2000). La ausencia de *Spiroplectammina spectabilis* (Grzybowski), en facies favorables como las de la Formación Bahía Thetis, sugiere una edad premaastrichtiana. De acuerdo con sus ammonites y foraminíferos, la Formación Bahía Thetis se asigna al Campaniano tardío, pudiendo incluir con dudas hasta el Maastrichtiano temprano.

La Formación Bahía Thetis se correlacionaría con la Formación Cerro Cazador *sensu* Malumián y Panza (2000) en superficie, con parte de la Zona de *Notoplanulina rakauroana* de la Formación Cabeza de León en subsuelo (cf. Malumián y Masiuk, 1976) y está comprendida en el piso Laziano de Natland *et al.* (1974).

PALEOECOLOGÍA Y AMBIENTE DE DEPOSICIÓN

La asociación de conglomerado-arenisca-fangolita corresponde a depósitos de flujos gravitatorios, principalmente turbiditas y flujos de detritos. En especial la sucesión grano y estrato decreciente del punto 405 fue interpretada como una asociación de facies de canal y de margen de canal de un pequeño abanico submarino (Olivero, 2000).

En la asociación de fangolita-toba de los puntos 406 y 393, la abundancia de mica y diminutos fragmentos de materia orgánica carbonizada sugieren deposición de carga suspensiva, principalmente por debajo del nivel de acción de

olas, como indica la preservación de las delgadas capas de tobas intercaladas. La abundancia de *Rzehakina* y radiolarios esféricos sugiere fondos disaeróbicos hasta anóxicos y ricos en materia orgánica, con aguas superficiales de alta productividad, que en este caso están sugeridas por los abundantes radiolarios esféricos. El contenido exclusivo en formas aglutinadas es típico de ambientes turbidíticos, y la relativa diversidad sugiere sedimentación alejada de la zona de canales submarinos, donde dominan asociaciones casi monoespecíficas. La ausencia generalizada de icnofósiles en capas laminadas es coherente con la interpretación de fondos disaeróbico-anóxicos sugerido por la microfauna.

MAASTRICHTIANO-DANIANO

FORMACIÓN POLICARPO Furque y Camacho, 1949

En el área estudiada comprende las capas del cabo San Vicente mencionadas por Furque y Camacho (1949) como parte de los Estratos de Bahía Thetis; los Estratos de Policarpo de Camacho (1967) y la Formación Policarpo *sensu* Olivero *et al.* (2002).

LITOLOGÍA Y ESPESOR

Sucesión predominantemente compuesta de fangolita, fangolita arenosa y arenisca muy fina limosa, grises oscuras, muy induradas, compactas y con abundante laminillas de mica. Esta sucesión se caracteriza por horizontes espesos muy bioturbados y niveles de concreciones que resaltan por su color gris claro y amarillo pálido. El espesor mínimo medido en el perfil 399 alcanza a 210 m y en el perfil 403, de posición estratigráfica superior, a 90 m (Figs. 1, 2 y 4).

La mayor parte de esta Formación se compone de una alternancia rítmica, con estratificación no muy bien definida, de fangolita o fangolita arenosa en bancos delgados o espesos (0,10-1 m) que alternan con delgados bancos de arenisca fina limosa, tobácea (0,05-0,10 m). En forma muy subordinada, hay escasos bancos delgados (0,05-0,10 m) de arenisca mediana-fina, tobácea. La

ritmicidad y alternancia de bancos no son muy aparentes, pues la sucesión tiene aspecto homogéneo dado por la constancia del color gris oscuro, la dominancia de granometría fina y la intensa bioturbación. Por sectores, hay densas concentraciones de tubos de *Terebellina*, que constituyen la traza fósil élite y sería una característica relativamente constante para toda la Formación (cf. Olivero *et al.*, 2002). En adición a un denso moteado de trazas indefinidas, se reconocieron los icnogéneros *Tasselia*, *Rhizocorallium*, *Phycodes*, *Teichichnus* y pequeños *Chondrites*. Ciertos niveles presentan abundantes equinoideos irregulares y escasos gastrópodos, bivalvos y ammonites.

Las fangolitas arenosas generalmente tienen más de 40 a 50% de material de limo-arcilloso, con abundante material opaco (materia vegetal carbonizada y pirita) y finas laminillas de sericita-clorita. La fracción de arena muy fina-limo está dominada por fragmentos de pasta volcánica andesítica, cloritizada, cristales idiomorfos de plagioclasa, fragmentos de cristales de cuarzo y hojuelas de biotita. Las areniscas mediano-fina, tobáceas, están dominadas por cristales límpidos, idiomorfos y con marcada zonalidad de plagioclasa (labradorita-andesina, 58%) y fragmentos angulosos de pasta volcánica, fuertemente reemplazada por clorita, y fragmentos pumíceos con amígdalas de clorita y zeolita (42%). El cemento, escaso, es mayormente clorita.



FIG. 3. Afloramientos de la asociación fangolita-toba de la Formación Bahía Thetis, en las cercanías del punto 393, sobre la margen oriental de la bahía Thetis.



FIG. 4. En primer plano, fangolitas limo arenosas de edad daniana de la Formación Policarpo. Al fondo, el acantilado expone las rocas de la Formación Tres Amigos. Fotografía tomada desde las cercanías del punto 403, mirando hacia el oeste.

DISTRIBUCIÓN AREAL Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

En el área estudiada las mejores exposiciones se encuentran en el acantilado y la restinga sobre el limbo sureste del anticlinal del cabo San Vicente y, con menor continuidad de capas, entre los puntos 397 y 398 (Fig. 1). Las exposiciones sobre el limbo noroeste del anticlinal del cabo San Vicente, tienen acceso limitado por abruptos acantilados. Otra área con buenos afloramientos está en la costa cercana al puesto Tres Amigos, donde se expone la porción superior de la Formación. La base de la Formación no aflora en el área estudiada. En su techo, el contacto con la Formación Tres Amigos es difícil de interpretar debido a las complicaciones estructurales del área (Figs. 1 y 4), pero los marcados contrastes de litología y grado de bioturbación entre estas dos formaciones son coherentes con un contacto discordante. Esta discordancia se reconoce regionalmente y en la sierra de Apen sedimentitas maastrichtianas muy bioturbadas, equivalentes a la Formación Policarpo, están cubiertas en neta discordancia angular por conglomerados y areniscas del Paleoceno tardío, equivalentes a la Formación Tres Amigos (Martinioni *et al.*, 1999).

Al oeste del área estudiada los afloramientos típicos de la Formación Policarpo se encuentran en caleta Falsa, Punta Donata y margen norte de la laguna del Río Bueno, donde esta formación presenta características semejantes a las descritas (Olivero *et al.*, 2002).

PALEONTOLOGÍA, EDAD Y CORRELACIÓN

Con exclusión de los icnofósiles, los fósiles dominantes por niveles son equinoideos irregulares mal preservados. En estos niveles (399-4 y 397-1, Fig. 2) se hallaron además escasos gastrópodos, bivalvos y ammonites, mal preservados, que se asignan a los géneros *Diplomoceras* y *Maorites*. En la Antártida esta asociación se conoce únicamente en el Maastrichtiano (Olivero y Medina, 2000).

De once muestras procesadas por microfósiles y sobre toda la Formación, sólo las muestras 397-3 y 397-4 dieron material relativamente abundante, de muy baja diversidad, compuesto de *Spiroplectammina spectabilis* (Grzybowski) y *Haplophragmoides* sp. Esta microfauna constituida totalmente por foraminíferos aglutinados y dominada por formas

biseriales, se diferencia netamente de la contenida en la Formación Bahía Thetis. Los registros más antiguos de *S. spectabilis*, apenas superan el Maastrichtiano en Italia (Kuhnt, 1990), como probablemente así también en Nueva Zelanda (cf. Hornibrook, 1989) donde se reconoce desde el Haumuriano, que comprendería el Campaniano más alto, su aparición se produce a partir de la Zona de *Abatomphalus mayaroensis* del Maastrichtiano tardío según Strong *et al.* (1995). En Gabón (Volat *et al.*, 1996) es uno de los pocos casos en que se la registra en niveles del Campaniano superior. Su reconocimiento general y en abundancia se produce a partir del Maastrichtiano (cf. Bubík, 1995; Kaminski *et al.*, 1988, 1996). Dentro de la cuenca Austral el registro más antiguo se reconoce en la Formación Monte Chico (Maastrichtiano, Malumián y Nández, 2002a,b). De manera que la edad de las muestras portadoras de esta especie es poscampaniana media, y probablemente poscampaniana.

Las muestras analizadas para dinoflagelados brindaron escasos ejemplares, mal preservados, de manera que las edades asignadas son tentativas. No obstante, se reconocen dos asociaciones de dinoquistes (Fig. 2). La inferior, referible al Maastrichtiano (muestras 397-5 a 399), en la que sólo pudieron reconocerse algunos ejemplares de *Manumiella* sp. y *Operculodinium* cf. *azcaratei*, elementos que siempre se encuentran en el Maastrichtiano tardío de la Antártica. No puede precisarse, debido a la preservación, la asignación específica para los ejemplares del género *Manumiella*. La asociación superior (muestras 403-8 a 403-10; Figs. 2 y 4), tiene una abundancia levemente mayor de ejemplares, con algunas formas reconocidas asignadas a *Oligosphaeridium* sp. cf. *O. pulcherrimum*, *Palaeoperidinium pyrophorum* y *Palaeocystodinium golzowense*, asociación que, en conjunto, indicaría una edad daniana. *P. golzowense* no se conoce en cuencas australes en depósitos más antiguos que el Daniano, aunque muestra un fuerte diacronismo en su distribución con respecto al hemisferio norte y latitudes medias del hemisferio sur. En Nueva Zelanda, la zona del mismo nombre caracteriza el Paleoceno (Wilson, 1988, y Wilson *in* Strong *et al.*, 1995). Este autor registró la especie desde la base del Paleoceno, en coincidencia con observaciones personales (SP) en la Antártica y otras regiones australes de altas latitudes. *Palaeo-*

peridinum pyrophorum no se ha registrado en la Antártica, área con la cual estas asociaciones se comparan claramente, con anterioridad al Daniano (Zona 5 de Askin, 1988). *Oligosphaeridium* sp. cf. *Oligosphaeridium pulcherrimum* muestra, también, una distribución inusual. Si bien, la especie o especies afines están distribuidas ampliamente en todo el Cretácico, hasta el presente no se ha registrado en cuencas australes ni en latitudes medias en los términos maastrichtianos, reapareciendo en el Daniano, aparentemente en relación con un fenómeno migratorio originado desde el norte. En ambas asociaciones, la materia orgánica recuperada consiste fundamentalmente en fragmentos vegetales carbonizados.

La Formación Policarpo se correlaciona con las unidades de subsuelo 'Zona o Arenas Glauconíticas' (Natland *et al.*, 1974; 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), con la Formación Monte Chico de Santa Cruz (Malumián y Náñez, 2002), con la Formación

Rocallosa de Chile, que se caracteriza por su abundancia en *Spiroplectammina* (cf. Herm, 1966) y con el piso Riescoiano de Chile (Natland *et al.*, 1974).

PALEOECOLOGÍA Y AMBIENTE DE DEPOSICIÓN

La granometría fina y abundancia de mica y materia orgánica carbonizada sugieren sedimentación de carga suspensiva. La abundancia de trazas fósiles de organismos detritívoros indica fondos ricos en materia orgánica y es coherente con la abundancia en los niveles inferiores de *S. spectabilis*, una forma considerada infaunal detritívora que se encuentra, preferentemente, en fangos oscuros con mayor contenido de carbono orgánico y puede caracterizar ambientes con altos flujos orgánicos (Kaminski *et al.*, 1996). El dominio de formas aglutinadas y el alto número de muestras estériles sugiere ambientes turbidíticos y corrosivos en donde sólo ocasionalmente se han preservado formas calcáreas resistentes a la disolución. Los cristales frescos de plagioclasa idiomorfa y fragmentos líticos andesíticos sugieren volcanismo activo durante la sedimentación y retrabajo de material piroclástico.

CENOZOICO-PALEOCENO SUPERIOR

FORMACIÓN TRES AMIGOS N. NOMBRE

Corresponde a los conglomerados y areniscas del puesto Tres Amigos, incluidos anteriormente en los Estratos de Policarpo de Furque y Camacho (1949).

PERFIL TIPO Y ESPESOR

Se designa área tipo la zona costera cercana al puesto Tres Amigos. El perfil más accesible se encuentra sobre la restinga adyacente al punto 403 donde la Formación alcanza aproximadamente 50 m de espesor mínimo. La misma secuencia expuesta en este perfil se repite en el acantilado situado inmediatamente al nor-noroeste del punto 404, aunque aquí la mayor parte de las exposiciones son inaccesibles (Figs. 1, 2 y 4). El techo no aflora

en el área de estudio y los contactos basales con la Formación Policarpo no son claros debido a complicaciones estructurales (Fig. 1). Sobre la base del marcado contraste de rasgos sedimentarios y de la conocida discordancia angular entre sedimentitas del Maastrichtiano y del Paleoceno tardío (Martinioni *et al.*, 1999) se infiere un contacto discordante con la Formación Policarpo.

LITOLOGÍA

La Formación se compone de una sucesión bien estratificada de conglomerado mediano-fino, arenisca conglomerádica y arenisca mediana-gruesa, de color gris a gris claro, que alternan con paquetes de arenisca y pelita, de estratificación rítmica y color gris a gris oscuro. Todas las rocas son muy induradas y compactas.

Los paquetes de conglomerado-arenisca tienen bases erosivas y en parte geometría lenticular con variaciones de espesor entre 1 y 6 m a lo largo de 50-100 m de distancia. Estos paquetes están constituidos por una alternancia de conglomerado fino y mediano, con clastos redondeados a subredondeados, densamente empaquetados con espesores de bancos variables entre 0,40 y 1 metro. El tamaño de clasto más frecuente es de 0,01 m y el tamaño máximo del orden de 0,10 m. La composición clástica es variada, con dominancia de metavolcanitas ácidas, cuarzo lechoso, esquistos y volcanitas. Se intercalan con bancos espesos (1-3 m) de arenisca gruesa conglomerádica, con laminación paralela y entrecruzada de gran escala. Algunos paquetes de hasta 4 m de espesor, constituidos exclusivamente de arenisca gruesa, conglomerádica, masiva, tienen estructuras de escape de agua.

Los paquetes intercalados de granometría más fina son de arenisca fina, con laminación paralela, y fangolita bandeada, estratificadas rítmicamente en bancos de 0,10 a 0,40 m de espesor. En el acantilado al nornoroeste del punto 404, uno de estos paquetes rítmicos presenta truncamiento de bancos y pliegues internos, posiblemente de origen sinsedimentario.

Al microscopio, la composición modal de clastos de conglomerados y areniscas está dominada por fragmentos líticos andesíticos muy alterados (34-58%); metavolcanitas ácidas (23-37%); plagioclasa muy alterada (15-27%) y cuarzo (6-15%). Hay además escasos fragmentos líticos de plutonitas; el cemento dominante es calcita, en parte como reemplazo de fragmentos líticos volcánicos, y escasa clorita.

DISTRIBUCIÓN AREAL Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

En el área estudiada la formación se restringe a los pequeños afloramientos de las cercanías del puesto Tres Amigos. Fuera de esta área, las areniscas líticas que afloran sobre la margen oeste de la laguna Mayabía y que se continúan en una serie de lomadas hasta la cresta del cerro Bilbao, presentan cierta semejanza en la composición petrográfica y características generales con la Formación Tres Amigos. Sin embargo, estas areniscas siempre tienen glauconita -un mineral no reconocido en la

Formación Tres Amigos- en cantidad apreciable y por ello fueron referidas tentativamente a la Formación Punta Noguera (Olivero *et al.*, 2002).

PALEONTOLOGÍA, EDAD Y CORRELACIÓN

En la formación no se han encontrado megafósiles. Se procesaron tres muestras por foraminíferos y sólo una (403-14, Fig. 2) contiene material muy escaso y pobremente preservado de foraminíferos aglutinados indeterminables y foraminíferos calcáreos: *Praebulimina kickapooensis* (Cole) y *Pseudonodosaria* sp. La preservación muy pobre y la ausencia de una clara coherencia de conjunto sugieren la probabilidad de que se trate de microfósiles retrabajados.

El último registro de *P. kickapooensis* marca el techo del piso Germaniano, que originalmente fue asignado al Daniano por Natland *et al.* (1974). Posteriormente el piso fue reasignado al Paleoceno tardío, en particular por Marchant (1998) que lo considera Paleoceno tardío y superpuesto, al menos en parte, con el Brunswickiano de Natland *et al.* (1974).

Del total de tres muestras procesadas por palinomorfos (Fig. 2), las muestras 403-13 y 403-14, particularmente esta última, tienen un contenido levemente mayor en dinoquistes respecto a las muestras de la Formación Policarpo. Debido al mal estado de preservación, también en este caso las conclusiones tienen carácter tentativo. Las especies identificadas en la muestra 403-13 son: *Palaeocystodinium golzowense* y *Oligosphaeridium* sp. En la muestra 403-14, la abundancia es mayor y la asociación comprende abundantes ejemplares de *Palaeocystodinium golzowense* y escasos de *Spinidinium* sp., relacionable tentativamente con *Spinidinium* sp. cf. *S. lanterna* de Askin (1988) y Gen. et sp. Ind. de Palamarczuk *et al.* (1984) y que junto con la escasa presencia de *P. pyrophorum*, estarían representando la base de la Zona 6 de Askin (1988). Por relación con asociaciones citadas para Antártida (Palamarczuk *et al.*, 1984; Askin, 1988; Wrenn y Hart, 1988), y para la Sierra de Apen (Martinioni *et al.*, 1999), estos dinoquistes sugieren una edad cercana al inicio del Paleoceno tardío. La Formación Tres Amigos se correlaciona con parte de los Conglomerados del Paleoceno en la Sierra de Apen (Martinioni *et al.*, 1999) y con el Piso Germaniano (Natland *et al.*, 1974).

PALEOECOLOGÍA Y AMBIENTE DE DEPOSICIÓN

Los rasgos sedimentarios descritos para la Formación Tres Amigos son análogos a los de los Conglomerados de la Sierra de Apen, que fueron

interpretados como depósitos de fan-delta (Martinioni *et al.*, 1999). Los reducidos afloramientos de la Formación Tres Amigos previenen de mayores interpretaciones.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

La evolución estratigráfica del Campaniano-Paleoceno de la bahía Thetis está caracterizada por tres paquetes sedimentarios que tienen un conjunto de rasgos litológicos y paleontológicos distintivos. En la base de la sucesión sedimentaria, la Formación Bahía Thetis (Campaniano tardío-Maastrichtiano inferior) se caracteriza por depósitos marinos relativamente profundos, que incluyen areniscas y conglomerados en facies de turbiditas clásicas y depósitos de flujos gravitatorios. Otros rasgos notables son la rareza o ausencia de icnofósiles y megafósiles y el contenido exclusivo de foraminíferos aglutinados sin formas biseriales, caracterizado por grandes ejemplares de *Rzehakina*. La Formación Bahía Thetis contiene una microfauna compuesta exclusivamente de foraminíferos aglutinados que contrasta con las microfaunas parcial o totalmente calcáreas infrayacentes del Cretácico, reflejo del cambio de régimen sedimentario en la cuenca. La microfauna, con *Rzehakina*, abundante materia orgánica y aparente ausencia de signos de megafauna bentónica indican fuertes condiciones de disoxia o anoxia vinculables con el acontecimiento AOE3 del Campaniano. Este acontecimiento se caracteriza generalmente por la intercalación de sedimentitas biogénicas silíceas y genera una biofacies de radiolarios, que se piensa que es el resultado de un aumento global de la productividad del plancton (Kuhnt *et al.*, 1989).

La Formación Policarpo (Maastrichtiano-Daniano) se distingue por la dominancia de fangolitas y limolitas bioturbadas, con megafauna de equinoideos relativamente abundante por sectores, y por su microfauna de foraminíferos aglutinados, dominada por formas biseriales y compuesta de *Spiroplectamina spectabilis* (Grzybowski) y *Haplophragmoides* sp. En adición a los ammonites *Diplomoceras* sp. y *Maorites* sp., la parte maastrichtiana de la formación se caracteriza por los dinoquistes *Manumiella* sp. y *Operculodinium*

cf. *azcaratei* y su parte daniana por los dinoquistes *Oligosphaeridium* sp. cf. *O. pulcherrimum*, *Palaeoperidinium pyrophorum* y *Palaeocystodinium golzowense*.

En el techo de la sucesión sedimentaria, los probables depósitos de abanicos deltaicos de la Formación Tres Amigos (Paleoceno) se asientan discordantemente sobre la Formación Policarpo y constan de espesos paquetes de conglomerados y areniscas, con intercalaciones menores de fangolitas que incluyen los dinoquistes *Palaeocystodinium golzowense*, *Oligosphaeridium* sp., *Spinidinium* sp. y *Palaeoperidinium pyrophorum* referibles al Paleoceno tardío.

Además de las sedimentitas de la bahía Thetis, las capas de Buen Suceso, referibles en parte al Turoniano y, en parte, al Santoniano-Campaniano inferior por su fauna de inocerámidos (Olivero y Medina, 2001), las capas del Maastrichtiano, Paleoceno y Eoceno del área del Río Bueno (Olivero *et al.*, 2002) y las capas eocenas del cabo Campo del Medio (Olivero y Malumián, 1999), integran una sucesión estratigráfica compuesta novedosa y relativamente completa para el sector interno de la faja plegada y corrida de los Andes fueguinos (Figs. 1, 2 y 5). Se discuten brevemente las implicancias geológicas que tiene esta sucesión relativamente completa del Cretácico Superior-Paleogeno para la cronología de acontecimientos tectónicos de los Andes fueguinos y paleobiológicos globales.

PULSOS DE LEVANTAMIENTO DE LOS ANDES FUEGUINOS

Los pulsos de levantamiento y exposición subaérea de los Andes fueguinos suceden al inicio de los movimientos compresivos que producen, hacia el Cretácico tardío, el cierre de la cuenca marginal Rocas Verdes (Dalziel *et al.*, 1974; Olivero

y Martinioni, 1996a). La tectónica compresiva parece haber proseguido en forma casi continua entre el Cretácico tardío y el Cenozoico medio (Dott *et al.*, 1982), originando las cuencas de antepaís Austral (o Magallanes) y Malvinas (Biddle *et al.*, 1986; Galeazzi, 1998). Sin embargo, la cronología de los distintos pulsos de levantamiento de los Andes Fueguinos y Patagónicos Australes, no está precisamente conocida y aparentemente hay un cierto diacronismo según las áreas consideradas (Suárez *et al.*, 2000).

Dott *et al.* (1982) y Wilson (1991) sugirieron un primer pulso de levantamiento hacia el Cenomaniano sobre la base de la brusca aparición de areniscas de la Formación Punta Barrosa en la cuenca. Sin embargo, la composición volcánicoclástica andesítica de estas areniscas y su similar composición con areniscas volcánicoclásticas de la Formación Yahgán, sugieren por el contrario una probable procedencia de un arco volcánico pacífico (cf. Olivero y Martinioni, 1996b). Las primeras manifestaciones de clastos con procedencia andina en la cuenca de antepaís se encontrarían en la Formación Cerro Toro, cuyos conglomerados tienen clastos derivados de esquistos y metavolcanitas ácidas foliadas (Dott *et al.*, 1982), y en todo el conjunto de las Formaciones Cerro Toro-Tres Pasos-Dorotea (esta última equivalente a la Formación Cerro Cazador en la literatura argentina), asignado al lapso Campaniano-Maastrichtiano por Kohn *et al.* (1995). Otros episodios compresivos importantes han sido ubicados entre el Cretácico cuspidal-Eoceno y durante el Mioceno (Suárez *et al.*, 2000). Datos indirectos, provenientes de dataciones isotópicas en distintas facies metamórficas de la Cordillera Darwin, sugieren un pulso inicial de levantamiento de los Andes fueguinos entre los 90 y 70 Ma, seguido de otro pulso de rápido levantamiento entre los 60 y 40 Ma (Kohn *et al.*, 1995).

Nuestros datos son coherentes con la interpretación de un pulso de levantamiento andino hacia el Cretácico tardío y permiten precisar, al menos para el área de la bahía Thetis, su edad (Fig. 5). En los conglomerados, interpretados como abanicos submarinos, de la Formación Bahía Thetis, las direcciones obtenidas de turboglifos y estratificación entrecruzada indican en forma consistente paleocorrientes dirigidas hacia el norte. Por otra parte la composición clástica, dominada por detritos provenientes de metavolcanitas ácidas de la

Formación Lemaire y metapelitas del Cretácico Inferior, expuestas hacia el sur (cf. Fig. 1b; Olivero *et al.*, 1999) indicaron que el aporte clástico de este pequeño abanico submarino provenía de la erosión subaérea de rocas de los Andes fueguinos, demostrando un pulso de levantamiento andino durante el Campaniano tardío temprano. Además, la discordancia que separa a las sedimentitas del Campaniano superior (Inoceramus superior/Formación Cabeza de León parte inferior) y Maastrichtiano (Arcillas Fragmentosas/Arenas Glauconíticas) en el subsuelo del norte de la isla Grande de Tierra del Fuego y plataforma atlántica adyacente (Flores *et al.*, 1973; Biddle *et al.*, 1986; Galeazzi, 1998), podría estar relacionada con este pulso de levantamiento andino.

La marcada discordancia entre el Cretácico y el Eoceno medio del subsuelo del norte de la Isla (Biddle *et al.* 1986; Galeazzi, 1998), también parece encontrarse en el área estudiada, aunque con distintas características (Fig. 5). Al respecto, es importante destacar que la discordancia inferida entre las Formaciones Policarpo y Tres Amigos, separa al conjunto Maastrichtiano-Daniano, de marcada continuidad estratigráfica, de sedimentitas del Paleoceno Superior. De tal manera, se infiere que esta discordancia se labró al menos en parte durante el Paleoceno. Otra discordancia de edad similar se conoce también en la Sierra de Apen (Martinioni *et al.*, 1999), indicando un pulso de levantamiento andino hacia el inicio del Paleoceno tardío. En el área del río Bueno (Fig. 1) las calizas de la Formación del mismo nombre, referidas al Eoceno medio basal se asientan en marcada discordancia angular sobre el Maastrichtiano, Paleoceno y Eoceno inferior, según el área (Olivero *et al.*, 2002). Una discordancia de edad similar se dispone entre las Formaciones Punta Torcida (Eoceno temprano) y Leticia (Eoceno medio alto) en el sector norte de la faja plegada y corrida fueguina (Olivero y Malumián, 1999). Además, tentativamente se asigna una edad semejante a la discordancia situada en la base de la Formación Ballena, conformada por potentes conglomerados con clastos derivados de la erosión subaérea de rocas andinas, en el sector argentino y central de la isla Grande de Tierra del Fuego (Martinioni *et al.*, 1998). Esta discordancia representaría un tercer pulso de levantamiento andino y a juzgar por la potencia de los conglomerados de la Formación

Ballena, que alcanzan espesores de varios cientos de metros (Natland *et al.*, 1974; Biddle *et al.*, 1986), podría asociarse al segundo y más importante pulso de levantamiento andino, detectado por Kohn *et al.* (1995).

DESAPARICIÓN DE LOS BIVALVOS INOCERÁMIDOS EN LOS ANDES FUEGUINOS

Estudios de testigos de perforaciones oceánicas y de superficie han documentado fehacientemente que los bivalvos inocerámidos sufrieron un pulso de extinción a escala global durante el Maastrichtiano medio. Este pulso de extinción es diacrónico y los inocerámidos desaparecen primero en altas latitudes australes, situación que reflejaría la expansión progresiva desde la Antártida de profundos cambios oceanográficos, relacionados con el enfriamiento de las masas de agua y mayor oxigenación del fondo oceánico (cf. MacLeod *et al.*, 1996). La relación causal entre estos cambios oceanográficos y la desaparición de inocerámidos, sería coherente con las observaciones de un aumento de la bioturbación por encima de los niveles de extinción y con el hecho que, para latitudes similares, primero desaparecen los inocerámidos de ambientes de plataforma y luego los de ambientes marinos profundos (MacLeod *et al.*, 1996).

En la península Antártica, los inocerámidos desaparecen tempranamente hacia la base del Campaniano tardío (Crame y Luther, 1997; Olivero y Medina, 2000). Estos inocerámidos corresponden a formas adaptadas a ambientes de plataforma, y sus conchillas preservan rasgos de estrés ambiental, con líneas de crecimiento anómalas, probablemente debido a enfriamiento estacional brusco (Elorza *et al.*, 2001). En el subsuelo de la cuenca Austral, la presencia de inocerámidos fue utilizada como elemento de división estratigráfica del Cretácico, e.g., la subdivisión en 'Inoceramus Inferior', 'Medio' y 'Superior' (cf. Flores *et al.*, 1973), pero el nivel de desaparición de inocerámidos todavía no está bien calibrado. Incluso, existe la mención de la existencia de *Neoinoceramus ameghinoi* (cf. Cecioni *et al.*, 1974) en los términos inferiores de la Formación Agua Fresca, Eoceno inferior, forma cuya estructura conchular es de tipo prismático. Observaciones inéditas de uno de los autores (NM), indican que en Tierra del Fuego la

parte superior de la Formación Cabeza de León ('Arcillas Fragmentosas', Maastrichtiano) carece de inocerámidos, al igual que la Formación Monte Chico, en la Provincia de Santa Cruz. En la región de Magallanes, Chile, el piso Laziano, que incluye a la Formación Cerro Toro, ha sido caracterizado por la abrupta aparición en su techo, y pozo abajo, de abundantes prismas de inocerámidos (Natland *et al.*, 1974) y aparentemente los inocerámidos desaparecen en niveles superiores de la Formación Tres Pasos. Estos últimos inocerámidos de la Formación Tres Pasos, se pueden referir a las proximidades del límite Campaniano inferior-superior por su asociación con *Hoplitoplacenticerias* (Macellari *et al.*, 1989).

En el extremo oriental de los Andes fueguinos, las últimas localidades con inocerámidos son del Santoniano-Campaniano temprano (Olivero y Medina, 2001), y se encuentran en los estratos de Buen Suceso en ambientes de plataforma externalud (Fig. 5). Estratigráficamente por encima de estos estratos, en las formaciones Bahía Thetis y Policarpo, no se han hallado inocerámidos, ni prismas de inocerámidos en las muestras procesadas por foraminíferos. En principio, estos datos parecen sugerir que la desaparición de los inocerámidos se habría producido hacia el Campaniano tardío. Sin embargo, hay un conjunto de factores que indican que la ausencia de inocerámidos en la Formación Bahía Thetis podría deberse a condiciones de preservación, ya que no se reconocen esqueletos calcáreos o están mal preservados. Por una parte, la fauna de los depósitos de ambiente marino profundo de esta formación favorece su correlación con el Laziano y con la parte inferior y media de la Formación Cabeza de León ('Inoceramus Superior'), que se caracterizan regionalmente en la cuenca Austral por la abundancia de prismas de inocerámidos. Por otra parte, el alto contenido de materia orgánica, la escasez o ausencia de bioturbación, y la microfauna exclusiva de aglutinados, sugieren condiciones de disoxia-anoxia, típicas de los fondos marinos pre-acontecimiento de extinción de los inocerámidos (cf. MacLeod *et al.*, 1996). Por el contrario, la ausencia de inocerámidos en la Formación Policarpo parece reflejar la situación real de su desaparición en el Maastrichtiano. Los datos de perforaciones oceánicas profundas, indican en general que los inocerámidos desaparecen hacia la base de la Zona de

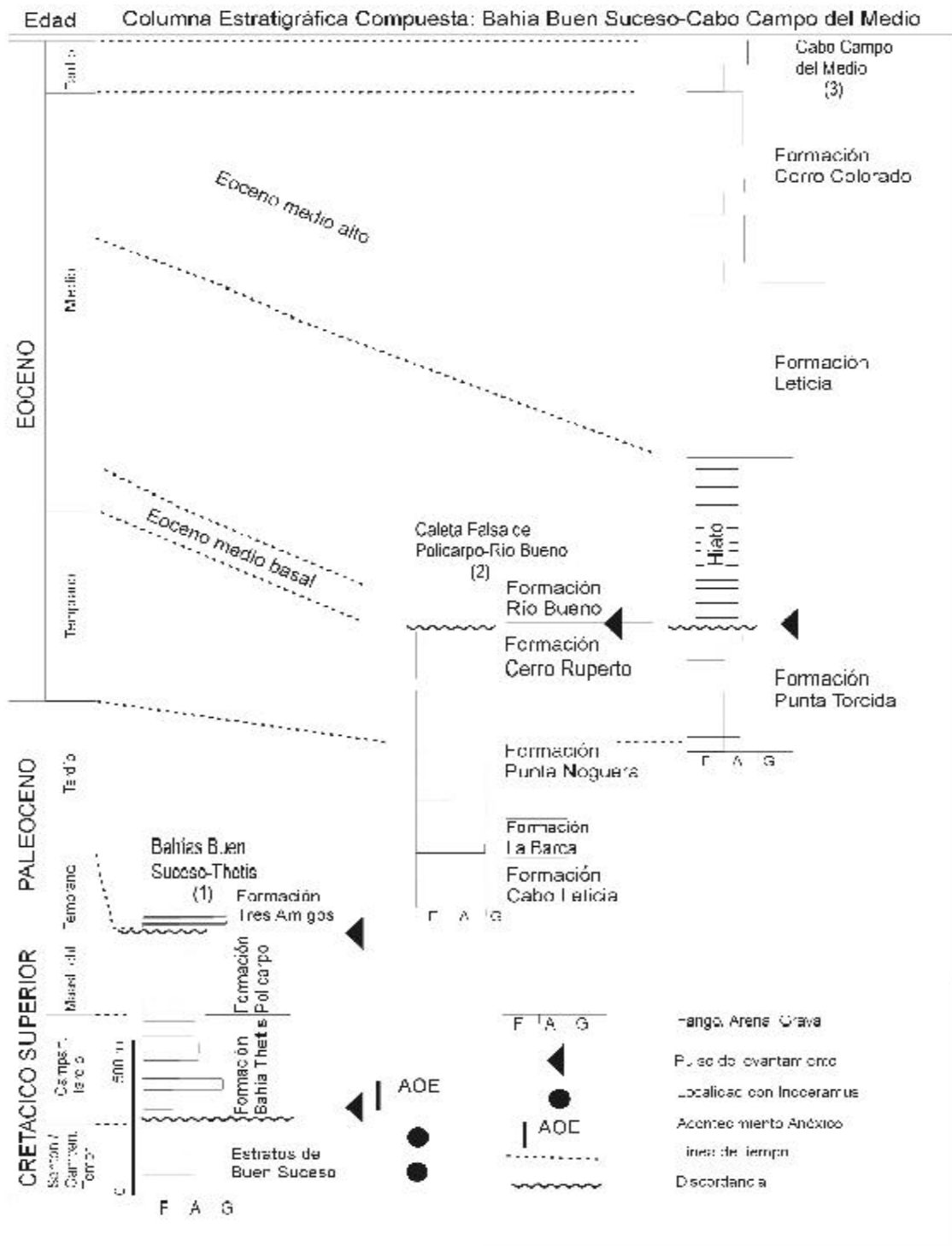


FIG. 5. Columna estratigráfica compuesta del intervalo Santoniano/Campaniano inferior-Eoceno superior, entre las bahías Buen Suceso-Thetis (1); caleta Falsa de Policarpo-Río Bueno (2) y cabo Campo del Medio (3). Se reconocen tres pulsos de levantamiento andino, datados en el límite Campaniano temprano/tardío; Paleoceno tardío y Eoceno medio basal, respectivamente. Las últimas localidades con inocerámidos están en el Campaniano temprano. 1- Olivero y Medina (2001), este trabajo; 2- Olivero, Malumián, Palamarczuk y Scasso (2002), 3- Olivero y Malumián (1999).

Abatomphalus mayaroensis del Maastrichtiano tardío, pero con ciertas excepciones, especialmente en las perforaciones profundas más próximas a Tierra del Fuego, donde los inocerámidos son raros o están ausentes en el Maastrichtiano (MacLeod *et al.*, 1996). Además los marcados cambios ambientales en la Formación Policarpo, caracterizada por su escaso contenido de materia orgánica y notorio aumento del grado de bioturbación, respecto de la Formación Bahía Thetis, indican condiciones de mayor oxigenación y/o flujo de materia orgánica, características de los fondos marinos posevento de desaparición de los inocerámidos.

Los datos expuestos no permiten datar con mayor precisión la desaparición de los inocerámidos en los Andes Fueguinos, pero tomados en conjunto favorecen la interpretación que en ambientes marinos profundos de la cuenca Austral los inocerámidos desaparecen hacia el Maastrichtiano, aunque no se puede descartar su desaparición hacia el Campaniano superior. Aparentemente en ambientes menos profundos de la cuenca Austral (Formación Cerro Cazador) y en Magallanes, Chile (parte alta de la Formación Tres Pasos), estos bivalvos habrían desaparecido, al igual que en la península Antártica, hacia el Campaniano tardío.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la colaboración prestada por la Dirección Provincial de Aeronáutica de Tierra del Fuego para acceder al área estudiada, a J.A. Strelin (CADIC-Instituto Antártico Argentino) y E.C. Malagnino (Universidad de Buenos Aires) por la ayuda en las tareas de campo y a M.I. López (CADIC) por la confección de cortes petrográficos. A. Caramés (SEGEMAR-CONICET), colaboró en el estudio de las Rzehakinas. Se agradece los

comentarios de los árbitros R. Charrier (Universidad de Chile), S. Harambour (Sipetrol, Santiago) y otro evaluador anónimo, que mejoraron la versión original del trabajo. Este estudio fue subsidiado por la ANPCYT-FONCYT PICT 07-8675 y el CONICET PIP 4304, Argentina, a nombre de E.B. Olivero y del PIP 4479/96 'Paleógeno de la plataforma continental argentina y Patagonia' a nombre de N. Malumián.

REFERENCIAS

- Askin, R. 1988. Campanian to Paleocene palynological succession of Seymour and adjacent islands, northeastern Antarctic Peninsula. *In* Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula (Feldmann, R.M.; Woodburne, M.O.; editors). *Geological Society of America, Memoir*, No. 169, p. 131-153. Boulder.
- Biddle, K.T.; Uliana, M.A.; Mitchum, R.M. Jr.; Fitzgerald, M.G.; Wright, R.C. 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. *In* Foreland Basins (Allen, P.A.; Homewood, P.; editors). *International Association of Sedimentologists, Special Publication* No. 8, p. 41-61.
- Bubík, M. 1995. Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bíle Karpaty Unit (West Carpathians, Czech Republic). *In* Proceedings of the Fourth International Workshops on Agglutinated foraminifera. Krakow Poland (Kaminski, M.A.; Geronch, S.; Gasinski, M.A.; editors). *Grzybowski Foundation, Special Publication* No. 3. p. 71-116.
- Camacho, H. H. 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 22, p. 253-280.
- Cecioni, G.; von Goetsche, G.; Alvarez, J. 1974. Anticlinales Prat y Canelos, Seno Otway, Magallanes. *Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Publicación*, No. 42, p.1-18.
- Crame, J.A.; Luther, A. 1997. The last inoceramid bivalves in Antarctica. *Cretaceous Research*, Vol. 18, p. 179-195.
- Dalziel, I.W.D.; De Wit, M.J.; Palmer, K.F. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, No. 250, p. 291-294.
- Dott, R.H. Jr.; Winn, R.D.; Smith, C.H.L. 1982. Relation of Late Mesozoic and Early Cenozoic Sedimentation to the Tectonic Evolution of the Southernmost Andes and Scotia Arc. *In* Antarctic Geoscience (Craddock, C.; editor) *University of Wisconsin Press*, p. 193-202. Madison.
- Elorza, J.; Gómez Alday, J.J.; Olivero, E.B. 2001.

- Environmental stress and diagenetic modifications in inoceramids and belemnites from the Upper Cretaceous James Ross Basin, Antarctica. *Facies*, Vol. 44, p. 227-242.
- Flores, M. A.; Malumián, N.; Masiuk, V.; Riggi, J. C. 1973. Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 28, No. 4, p. 407-437.
- Furque, G. 1966. Algunos aspectos de la geología de Bahía Aguirre, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 21, No. 1, p. 61-66.
- Furque, G.; Camacho, H.H. 1949. El Cretácico superior de la costa Atlántica de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 4, No. 4, p. 263-297.
- Galeazzi, J.S. 1998. Structural and stratigraphic evolution of the Western Malvinas basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 82, No. 4, p. 596-636.
- Herm, D. 1966. Micropaleontological aspects of the Magellanese geosyncline, southernmost Chile, South America. *Proceedings of the Second West African Micropaleontological Colloquium*. Ibadan June 18th-July 1st, p. 72-85. Leiden. E.J. Brill.
- Hornibrook, N. de B.; Brasier, R.C.; Strong, C.P. 1989. Manual of New Zealand Permian to Pleistocene Foraminiferal Biostratigraphy. *New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin*, Vol. 56, p. 1-115.
- Hünicken, M.A.; Charrier, R.; Lahsen, A. 1975. Baculites (Lytoceratina) de la Provincia de Magallanes, Chile. *In Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, No. 1, Actas 2, p. 115-140.
- Kaminski, M.A.; Gradstein F.M.; Berggren, W.A. 1988. Flysh-Type agglutinated foraminiferal assemblages from Trinidad: Taxonomy, Stratigraphy and paleobathymetry. *In Second Workshop on agglutinated Foraminifera*. (Gradstein, F.; Rogl, F., editors). *Abhandlungen Der Geologischen Bundesanstalt*, No. 4, p. 155-227.
- Kaminski, M.A.; Kuhnt, W.; 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*, No. 15, p. 1-19.
- Kohn, M.J.; Spear, F.S.; Harrison, T.M.; Dalziel, W. D. 1995. Ar⁴⁰-Ar³⁹ geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 13, p. 251-270.
- Kuhnt, W. 1990. Agglutinated foraminifera of western Mediterranean Upper Cretaceous pelagic limestones (Umbrian Apennines, Italy and Baltic Cordillera, Southern Spain). *Micropaleontology*, Vol. 36, No. 4, p. 297-330.
- Kuhnt, W.; Kaminski, M.A.; Moullade, M. 1989. Late Cretaceous deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from the North Atlantic and its marginal seas. *Geologische Rundschau*, Vol. 78, No. 3, p. 1121-1140.
- Leanza, A.F. 1964. Los estratos con 'Baculites' del Elcain (Río Negro, Argentina) y sus relaciones con otros terrenos supracretácicos argentinos. *Revista de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales*, Vol. 24, No. 1-2, p. 93-107.
- Macellari, C.E.; Barrio, C.A.; Manassero, M.J. 1989. Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 2, p. 223-239.
- MacLeod, K.G.; Huber, B.T.; Ward, P.D. 1996. The biostratigraphy and paleobiogeography of Maastrichtian inoceramids. *In The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophes in earth history*. (Ryder, G.; Fastovsky, D., Gartner, S., editors). *Geological Society of America, Special Paper 307*, p. 361-373.
- Malumián, N.; Caramés, A. 1997. Upper Campanian-Paleogene from the Río Turbio coal measures in southern Argentina: micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 10, p. 189-201.
- Malumián, N.; Caramés, A. 2002. Foraminíferos de la Formación la Barca, Paleoceno superior, Tierra del Fuego Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 57, No. 3, p. 219-231.
- Malumián, N.; Masiuk, V. 1976. Foraminíferos de la Formación Cabeza de León (Cretácico Superior, Tierra del Fuego, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 31, No. 3, p. 180-202.
- Malumián, N.; Náñez, C. 2002a. Foraminíferos. Su significado geológico y ambiental. *In Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz* (Haller, M.J.; editor). *In Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Relatorio, p. 481-493. El Calafate.
- Malumián, N.; Náñez, C. 2002b. Foraminíferos de la transgresión maastrichtiana en la Provincia de Santa Cruz, República Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 15, Actas, No. 1, p. 518-523. El Calafate.
- Malumián, N.; Olivero, E.B. 1998. La Formación Río Bueno, relaciones estratigráficas y edad Eoceno inferior, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *In Congreso Latinoamericano de Geología*, No. 10 y Congreso Nacional de Geología Económica, No. 6. Actas No. 1, p. 120-124. Buenos Aires.
- Malumián, N.; Panza, J. 2000. Hoja Geológica 5172-III Yacimiento Río Turbio 1:250.000. *Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín*, No. 247, p. 1-108.
- Marchant, M. 1998. Zonación mediante foraminíferos planctónicos del Paleógeno del área Dorado-Kimiri Aike Sur, de la cuenca de Magallanes. *Revista Española de Micropaleontología*, Vol. 30, No. 3, p. 49-57.

- Martinioni, D.R.; Olivero, E.B.; Palamarczuk, S. 1998. Conglomerados del Paleógeno en Tierra del Fuego: Evidencias de discordancia entre el Cretácico Superior-(Paleoceno) y el Eoceno de Cuenca Austral. Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica, *Asociación Paleontológica Argentina*, Publicación Especial No. 5, p. 129-136
- Martinioni, D.R.; Olivero, E.B.; Palamarczuk, S. 1999. Estratigrafía y discordancias del Cretácico superior-Paleoceno en la región central de Tierra del Fuego. *Anales del Servicio Geológico Minero Argentino*, Vol. 33, p. 7-16. Buenos Aires.
- Natland, M.L.; González, P.E.; Cañón, A.; Ernst, M. 1974. A System of Stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments. *Geological Society of America, Memoir*, No. 139, p. 1-126.
- Olivero, E.B. 2000. Late Cretaceous deep-water resedimented conglomerates of Eastern Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. In *Congreso Latinoamericano de Sedimentología, No. 2 y Reunión Argentina de Sedimentología, No. 8. Actas (Resúmenes)*, p. 135-136. Mar del Plata.
- Olivero, E.B.; Zinsmeister, W.J. 1989. Large heteromorph ammonites from the Upper Cretaceous of Seymour Island, Antarctica. *Journal of Paleontology*, Vol. 63, No. 5, p. 626-636.
- Olivero, E.B.; Martinioni, D.R. 1996a. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. *Journal of Paleontology*, Vol. 70, No. 2, p. 272-274.
- Olivero, E.B.; Martinioni, D.R. 1996b. Sedimentología de las Formaciones Lemaire y Yahgán (Jurásico-Cretácico) en Tierra del Fuego. In *Congreso Geológico Argentino, No. 13, Actas*, Vol. 2, p. 45-59. Buenos Aires.
- Olivero, E.B.; Malumián, N. 1999. Eocene stratigraphy of Southern Tierra del Fuego, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 83, No. 2, p. 295-313.
- Olivero, E.B.; Medina, F.A. 2000. Patterns of Late Cretaceous ammonite biogeography in southern high latitudes: the family Kossmaticeratidae in Antarctica. *Cretaceous Research*, Vol. 21, p. 269-279.
- Olivero, E.B.; Medina, F.A. 2001. Geología y paleontología del Cretácico marino en el sureste de los andes fueguinos, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 56, No. 3, p. 344-352.
- Olivero, E.B.; Martinioni, D.R.; Malumián, N.; Palamarczuk, S. 1999. Bosquejo geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino, No. 14, Actas*, No. 1, p. 291-294.
- Olivero, E.B.; Malumián, N.; Palamarczuk, S.; Scasso, R.A. 2002. El Cretácico superior-Paleógeno del área del Río Bueno, costa atlántica de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 57, No. 3, p. 199-218
- Palamarczuk, S.; Ambrosini, G.; Villar, H.; Medina, F.; Martínez Macchiavello, J.C.; Rinaldi, C. 1984. Las Formaciones López de Bertodano y Sobral en la Isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. In *Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas*, Vol. 1, p. 399-419. San Carlos de Bariloche.
- Petersen, S.C.; Methol, E.J. 1948. Nota preliminar sobre rasgos geológicos generales de la porción septentrional de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 3, p. 279-292.
- Strong, C.P.; Hollis, C.J.; Wilson, G.I. 1995. Foraminiferal, radiolarian, and dinoflagellate biostratigraphy of Late Cretaceous to Middle Eocene pelagic sediments (Muzzle Group), Mead Stream, Marlborough, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, Vol. 38, p. 171-212.
- Suárez, M.; De La Cruz, R.; Bell, C.M. 2000. Timing and origin of deformation along the Patagonian fold and thrust belt. *Geological Magazine*, Vol. 134, p. 345-353.
- Volat, J.-L.; Hugo, B.; Bignoumba-Ilogue, 1996. Foraminifères arénacés du Cretacé Supérieur du Gabon. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Vol. 20, No. 1, p. 229-275.
- Wilson, G.I. 1988. Paleocene and Eocene dinoflagellate cysts from Waipawa, Hawkes Bay, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin*, Vol. 57, p. 1-96.
- Wilson, T.J. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 103, p. 98-111.
- Wrenn, J.H.; Hart, G.F. 1988. Paleocene dinoflagellate cyst biostratigraphy of Seymour Island, Antarctica. In *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula* (Feldmann, R.M.; Woodburne, M.O.; editors). *Geological Society of America, Memoir*, No. 169, p. 321-447.