

# Fosfatos Marinos del Paleogeno de la Isla Grande de Tierra del Fuego

Eduardo B. OLIVERO<sup>1</sup>, Liliana N. CASTRO<sup>2</sup>, Roberto A. SCASSO<sup>2</sup>, Ana M. FAZIO<sup>2</sup> y Patricia MIRETZKY<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC - CONICET)  
Av. Malvinas Argentinas s/n, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias Geológicas,  
Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria Pabellón II, 1428 Buenos Aires

**ABSTRACT.** *Marine Phosphates in the Paleogene of Isla Grande de Tierra del Fuego.* Phosphate prospecting in marine sedimentary rocks of the Marginal and Austral basins of the Isla Grande de Tierra del Fuego resulted in the first discovery of phosphatic beds in the Paleogene Río Claro Formation. Phosphatic anomalies of up to 20.1% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> in concretions and up to 2% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> in bulk rock offer promising opportunities for systematic prospection on the Isla Grande de Tierra del Fuego. The phosphatic beds are conglomerates, coquinas and conglomeratic sandstones interbedded with thick mudstone packets. They belong to the condensed-type phosphatic beds, which are the product of erosion and reworking of concretions developed in fine sediments. Phosphate concretions containing glauconite, together with abundant glauconite in the same and closely associated beds, indicate a common syn-sedimentary to early-diagenetic origin for both minerals, via recycling of sedimentary iron. This process occurred on a shelf with low sedimentation rates, pointing to high sea-level stands and marked interruptions in the sedimentation of the thick Paleogene sedimentary sequence of the Austral Basin. The deposit points to the existence and extension of this early Cenozoic phosphogenic episode to high latitudes in the Southern Hemisphere.

## Introducción

La búsqueda de fosfatos sedimentarios marinos o fosforitas, con el objeto de hallar depósitos económicamente explotables, comenzó en Argentina en la década del 70, a cargo del Servicio Geológico Minero Nacional. Mastandrea *et al.* (1982) sintetizaron los resultados de esta prospección dentro de las diferentes cuencas marinas, aportando datos sobre volúmenes y leyes. Leanza *et al.* (1986) se refirieron a la distribución paleolatitudinal y a la episodicidad fosfática en Argentina, la cual coincide en general con los períodos fosfogénicos globales (Cook y McElhinny 1979). En el marco del proyecto UBACYT (Ex.299) se han prospectado y analizado la génesis y ambiente de sedimentación de distintas cuencas en Patagonia (Scasso *et al.* 1996, Castro *et al.* 1996). Siguiendo modelos elaborados por autores como Riggs (1979), Sheldon (1980), Baturin (1982), Cook *et al.* (1990), y considerando los recientes avances en el conocimiento de la fosfogénesis (*e.g.* Glenn *et al.* 1994, Jarvis *et al.* 1994), se seleccionaron las cuencas sedimentarias marinas entre el Jurásico y el Cenozoico de Tierra del Fuego para continuar con la prospección.

Las únicas referencias sobre fosfatos en Tierra del Fuego correspondían a Leanza *et al.* (1989), quienes consideraron a la cuenca marina fueguina como promisoría, y a Leanza y Hugo (1995) que indicaron débiles manifestaciones en la Formación Cabo Peña y anomalías en la Formación Carmen Silva vinculadas al período fosfogénico Eoceno tardío - Oligoceno temprano y Oligoceno tardío - Mioceno temprano respectivamente. Estas conclusiones se fundamentaron en lo expresado en un informe inédito (Leanza 1985).

En este trabajo se describen anomalías fosfáticas de mayor importancia que las mencionadas en el párrafo anterior, detectadas por primera vez en afloramientos de la Formación Río Claro en la Isla Grande de Tierra del Fuego.

## Metodología de trabajo

Se realizaron estudios preliminares de campo en la Formación Yaghan de la Cuenca Marginal y, principalmente, en la Formación Río Claro (Paleoceno-Eoceno) que constituye la unidad arenosa basal de la cuenca de antepaís, en la cuenca Austral. Para el

reconocimiento rápido de fosfatos en el campo sobre roca se usó Alizarina S con cloruro de circonilo.

Las muestras recolectadas en capas representativas de perfiles estratigráficos fueron estudiadas mediante métodos petrográficos estándar y difracción de rayos X (Departamento de Geología, UBA). Los constituyentes mayoritarios y minoritarios fueron analizados por vía húmeda ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{CO}_2$ ), por espectrometría UV - visible ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) y por espectrometría de absorción atómica ( $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ , y  $\text{K}_2\text{O}$ ) en el Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires.

### Marco geológico general

En la Isla Grande de Tierra del Fuego se registra la evolución geológica de tres cuencas sedimentarias marinas desarrolladas entre el Jurásico y el Cenozoico: 1) la cuenca Marginal del Jurásico tardío - Cretácico temprano, desarrollada entre la latitud del Lago Fagnano y el cabo de Hornos; 2) la cuenca Austral o Magallanes del Jurásico - Cenozoico, desarrollada al norte del lago Fagnano y 3) la cuenca de Malvinas del Jurásico tardío - Cenozoico, desarrollada en el sector más oriental de la Isla Grande y sobre la plataforma atlántica (Fig. 1a). Durante el Jurásico - Cretácico temprano, tanto la cuenca Austral como la de Malvinas habrían estado integradas a la Cuenca Marginal. Los depósitos transgresivos basales del Jurásico tardío - Cretácico temprano (Formación Springhill y equivalentes) son mayormente areniscas de plataforma o costeras y los depósitos marinos del Cretácico temprano están constituidos por fangolitas de plataforma o de talud (Biddle *et al.* 1986, Galeazzi, 1996, y la bibliografía allí citada). En el Cretácico tardío basal, una importante fase compresiva provoca la inversión tectónica de la Cuenca Marginal, fuerte deformación, metamorfismo regional de bajo grado y el levantamiento inicial de los Andes Fueguinos (Kranck 1932, Dalziel *et al.* 1974, Olivero y Martinioni 1996b). A partir de esta fase de deformación y al norte de los incipientes Andes Fueguinos, las cuencas Austral y Malvinas continúan su evolución como cuencas de antepaís.

Las fangolitas marinas del Cretácico tienen horizontes con contenido orgánico total relativamente alto, especialmente en las fangolitas del Cretácico inferior. Estas fangolitas ricas en materia orgánica son consideradas como las rocas generadoras de hidrocarburos en estas cuencas (Biddle *et al.* 1986, Galeazzi 1996) y muestran un interesante potencial como rocas fosfáticas. Sin embargo, hasta el presente no hay mención de concentraciones de fosfatos en las mismas. Por el contrario, ha habido menciones de nódulos fosfáticos (Riggi, 1988, Masiuk *et al.* 1990) en

las areniscas glauconíticas de subsuelo, dispuestas en la base de la sucesión de la cuenca de antepaís en Tierra del Fuego. En este trabajo, el hallazgo de nódulos fosfáticos en afloramientos de la Formación Río Claro y las características geológicas generales de esta unidad indican que la misma es estratigráficamente equivalente a las areniscas glauconíticas del subsuelo.

### Unidades prospectadas

#### Formación Yahgan

En las cercanías de Ushuaia, entre el Canal Beagle y el valle de Tierra Mayor, se reconocieron perfiles típicos de la Formación Yahgan, unidad que forma parte de la cuenca marginal del Jurásico tardío Cretácico temprano (Loc. 1, Fig. 1a). En estos perfiles, la Formación Yahgan se compone de dos asociaciones de facies principales: a) Fangolitas/pizarras negras, turbiditas fangosas, y tobas, y b) turbiditas clásicas, areniscas y tobas. Ambas facies corresponden a depósitos de ambiente marino profundo, originados en condiciones de fondos anóxicos o de baja oxigenación, referibles al Cretácico temprano (Olivero y Martinioni 1996a). Las fangolitas, en parte radiolaritas y margas, dominan ampliamente en este sector, presentando limitados horizontes con concreciones calcáreas. El análisis de campo expeditivo realizado en estas rocas no ha dado resultados positivos de presencia de fosfatos.

#### Formación Río Claro

Comprende un potente paquete principalmente de areniscas, con participación subordinada de pelitas, coquinas y conglomerados, que afloran en la región central de la Isla Grande de Tierra del Fuego, al norte del Lago Fagnano, como parte de la cuenca Austral o Magallanes (Fig. 1a). La unidad fue definida por de Ferrariís (en Fossa Mancini *et al.* 1938); Camacho (1967) y Buatois y Camacho (1993) presentan una descripción más detallada de la sedimentología, estratigrafía y contenido paleontológico de la misma.

El área tipo de afloramiento de la Formación Río Claro se restringe a los cordones serranos de baja altura, orientados ONO-ESE y adosados a la margen norte del Lago Fagnano. La misma desarrollaría más de 1000 m de espesor en la zona del cerro Kashem y del cerro Shenolsh (Fig. 1a y b).

La Formación Río Claro está integrada por areniscas y wackes líticas, medianas a muy finas, con clastos predominantemente compuestos por volcanitas ácidas y esquistos, con menor proporción de cuarzo y

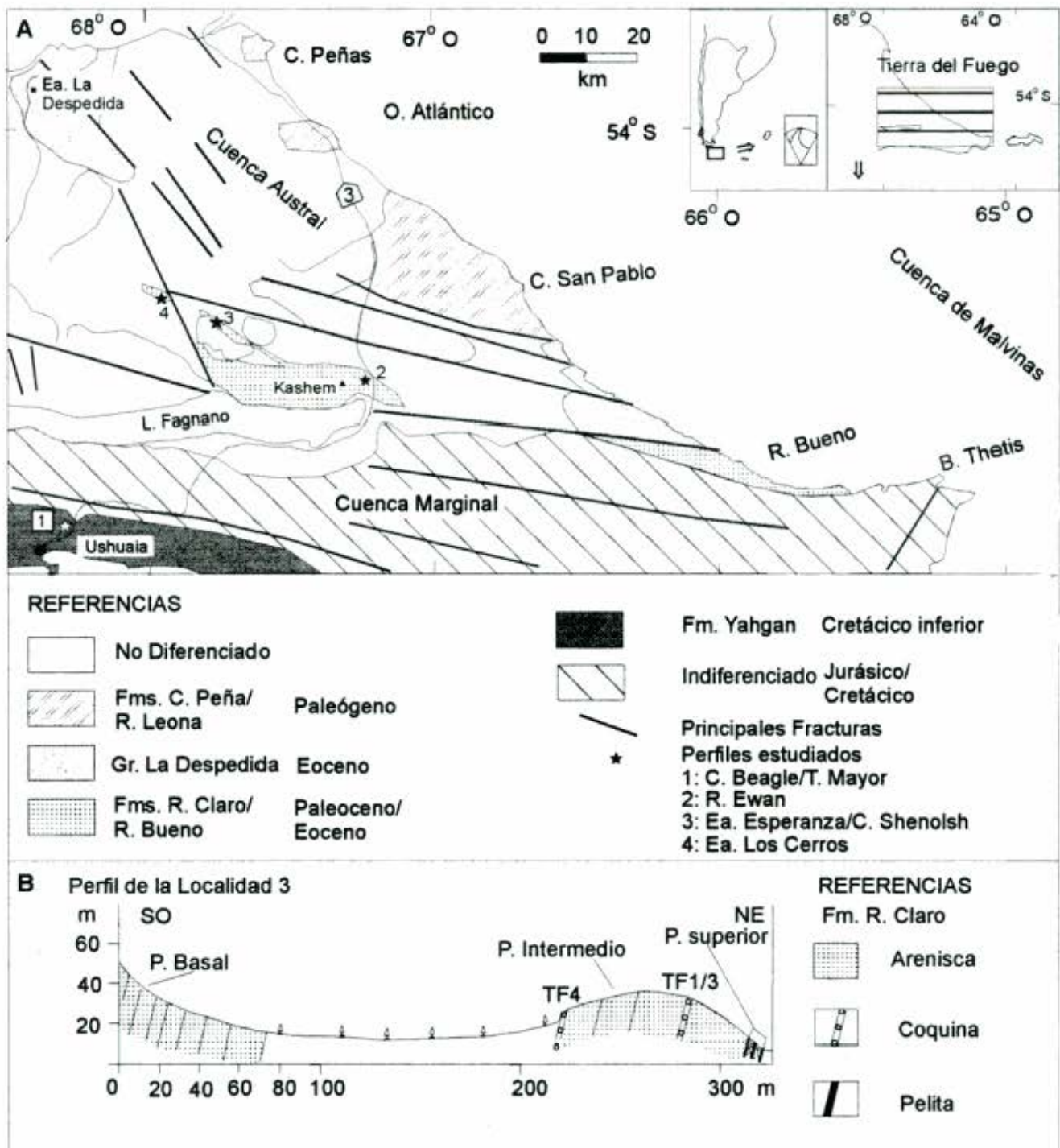


Figura 1: A) Mapa de ubicación y mapa geológico esquemático de las principales cuencas sedimentarias, unidades aflorantes y localidades prospectadas en la zona norte y centro de la Isla Grande de Tierra del Fuego. B) Perfil de los estratos aflorantes en la localidad 3, estancia Esperanza - cerro Shenolsh, que presenta las principales anomalías fosfáticas.

feldespatos. En forma subordinada se asocian bancos delgados de conglomerados, coquinas y pelitas. Las areniscas son mayormente masivas y sólo ocasionalmente presentan estratificación paralela y ondulitas

(Buatois y Camacho 1993). Las capas se presentan fuertemente inclinadas, plegadas y fracturadas. En el área tipo no están expuestos ni la base ni el techo de la Formación Río Claro y sus contactos son de tipo

tectónico, generalmente dados por corrimientos, con vergencia al norte. No obstante, evidencias estratigráficas indirectas indican que la Formación Río Claro infrayace al Grupo La Despedida (Eoceno) y éste está a su vez cubierto en discordancia por el complejo Cabo Peña/Río Leona del Eoceno cuspidal-Oligoceno (Olivero y Malumián, en prensa; Fig. 1a).

El contenido paleontológico de la Formación Río Claro se restringe a unos pocos y delgados horizontes con invertebrados y restos vegetales fósiles. Esta formación ha sido referida al Paleoceno - Eoceno (Camacho 1967; Buatois y Camacho 1993) por su fauna de bivalvos.

La Formación Río Claro sería de edad equivalente a varias unidades litológicas reconocidas en superficie y subsuelo de la Isla Grande de Tierra del Fuego, las que han sido referidas de manera general al Paleoceno, pero que pueden incluir tanto al Maastrichtiano tardío como al Eoceno basal. Hacia el este del área tipo esta unidad sería equivalente a la Formación Río Bueno (Camacho 1967, Olivero y Malumián, en prensa). Más hacia el este, en la plataforma y dentro del área de la cuenca de Malvinas, la Formación Río Claro sería equivalente al potente espesor, de más de 700 m, de areniscas y margas glauconíticas y calizas referido a la Megasecuencia 4 (Paleoceno - Eoceno Medio) por Galeazzi (1996). Hacia el norte y oeste de su área tipo, la Formación Río Claro sería equivalente a las unidades de subsuelo, denominadas en forma variada como Arenas Glauconíticas; Chorrillo Chico y Formación Candelaria, con espesores entre decenas de metros y más de 700 m, según la localidad (Natland *et al.* 1974, Biddle *et al.* 1986, Masiuk *et al.* 1990). En este sector, la base de este paquete de arenas glauconíticas se apoya en discordancia sobre fangolitas marinas del Cretácico tardío (véase Martinioni *et al.* 1996). Estudios petrográficos previos han indicado la presencia de nódulos fosfáticos en estas areniscas glauconíticas (Riggi 1988, Masiuk *et al.* 1990).

## Perfiles de la formación Río Claro

Se analizaron muestras representativas de esta unidad en tres sectores: a) Cabeceras del Río Ewan - Ruta Nacional Nro. 3; b) Cerro Shenolsh - Estancia

La Esperanza y c) Estancia Los Cerros (Fig. 1a, Localidades 2, 3 y 4, respectivamente)

### Cabeceras del Río Ewan - Ruta Nacional Nro. 3 (Localidad 2, Fig. 1a)

En este sector se exponen afloramientos aislados, desconectados tectónicamente entre sí, fracturados y con inclinaciones variables, de areniscas masivas, glauconíticas, con estratificación poco definida a nula, de tonalidades verdosas en corte fresco y amarillentas y ocreas claras en la superficie de meteorización. Subordinadamente participan coquinas en la composición del perfil. No obstante la tectónica y cubierta boscosa, se puede estimar el espesor mínimo aflorante en aproximadamente 40-50 metros.

La bioturbación es escasa a moderada; la traza fósil más evidente corresponde a tubos de *Skolithos*. Los escasos lentes de coquinas presentan dimensiones variables entre 15-30 cm de espesor máximo y 2-3 m de corrida, excepcionalmente se extienden lateralmente por más de 10 m de corrida. Las lentes de coquina se pueden diferenciar por su composición de invertebrados en dos tipos principales; uno formado esencialmente por bivalvos y el otro por gastrópodos. El primero se compone de valvas desarticuladas, pero con escasa fragmentación, con dominancia de especies de *Panopea*; *Lahillia*; *Cucullaea*; *Cardium* y *Crassatellites*. Las lentes con gastrópodos están compuestas predominantemente por especies de *Aporrhaidae*. Ambos tipos de lentes presentan clastos aislados de esquistos de 3-5 cm de diámetro máximo.

Las areniscas en su mayor parte están desprovistas de fósiles, pero en las proximidades de los horizontes con lentes, suelen presentar conchillas aisladas, generalmente articuladas, de los mismos elementos presentes en las lentes de coquina y, además, artejos de crinoideos en forma relativamente abundante. Sólo en un horizonte se han registrado escamas y huesos de peces. Tanto la porción fosilífera de las areniscas como los lentes de coquina, suelen presentar nódulos irregulares, preferentemente elongados en una dirección, o elipsoidales, de color de meteorización gris claro y gris verdoso oscuro en corte fresco, con tamaños variables entre 2-10 cm, los que casi invariablemente presentan reacción positiva al reactivo de fosfatos.

**Tabla 1:** Análisis químicos de concreciones (TF1) y de muestras totales (TF2, TF4). Valores correspondientes a porcentaje en peso de los distintos componentes.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	Total
TF1	20,57	0,31	6,80	3,03	0,52	0,16	0,87	31,79	1,19	0,74	21,66	1,08	2,01	6,09	96,82
TF2	57,70	0,51	15,98	5,37	0,33	0,12	2,34	4,95	3,94	1,53	1,73	1,64	1,88	1,48	99,50
TF4	58,18	0,51	13,84	4,37	0,14	0,08	1,29	7,43	2,63	1,54	2,14	2,34	0,46	4,59	99,54

**Cerro Shenolsh - Estancia La Esperanza (Localidad 3, Fig. 1a)**

Comprende los afloramientos de la ladera norte del cerro Shenolsh, situados entre éste y la Ruta H. Corresponde al perfil más completo de los estudiados, pudiéndose seguir una sucesión sedimentaria relativamente continua, compuesta predominantemente por areniscas, con alternancia de escasos bancos de coquina. La sucesión está conformada por un tramo situado más al norte de 110 m de espesor y otro, situado más al sur de 70 m de espesor, separados por la cobertura detrítica y el bosque. Las capas tienen rumbo noroeste y se disponen en forma vertical o con fuerte inclinación al sudoeste, volcadas e invertidas, por lo que se asume que la porción basal de la sucesión se encuentra hacia el sudoeste. De base a techo, se diferencian tres paquetes caracterizados por las siguientes litologías (Fig. 1b).

Tramo sur. Paquete basal. Espesor: 70 m.

Está constituido por una alternancia regular de bancos espesos (1-2 m) de areniscas medianas, con frecuente estratificación entrecruzada y bancos también espesos de areniscas con laminación paralela o masivos. Las areniscas presentan colores de meteorización ocres verdosos claros y, en corte fresco, verde oscuro. En forma subordinada se intercalan areniscas conglomerádicas y sabulitas.

Cubierto. Aproximadamente 150 m.

Tramo norte. Paquete intermedio. Espesor: 100 m.

Está constituido predominantemente por areniscas medianas, gruesas y sabulíticas masivas, de tonalidades pardo oscuro, en bancos espesos, de hasta 4-5 m, y con estratificación difusa. Hacia la base y el techo de este paquete, se intercalan entre estas areniscas masivas bancos de coquinas, de espesores variables entre 0,40-0,50 m y 1-1,5 m y de tonalidades más claras que ponen de manifiesto la estratificación del conjunto.

Las coquinas tienen bases erosivas, con concentración de intraclastos pelíticos, clastos aislados de pizarras y fangolitas pizarreñas oscuras y cuarzo lechoso, redondeados y con tamaño máximo de 3-5 cm, nódulos fosfáticos de color claro y abundante matriz de arena gruesa. El resto del banco de coquina está formado por una abundante concentración de fragmentos de valvas, de tamaños variables entre 0,5 cm y 1,5 cm, y abundante matriz arenosa. Las coquinas frecuentemente presentan laminación paralela interna bien definida, dada por la alternancia de estratos delgados con abundantes de valvas trituradas y estratos delgados con predominio de matriz de sabulitas y conglomerados finos, con fragmentos aislados de valvas.

Mayormente se trata de bivalvos, en parte posiblemente ostreidos, y gastrópodos. En raras ocasiones, se encuentran tubos calcáreos más o menos completos de *Teredo*, probablemente transportados en fragmentos de troncos, posteriormente destruidos *in situ* por diagénesis o meteorización.

Tramo norte. Paquete superior. Espesor: 10 m.

Se compone de una alternancia regular, bien estratificada, de bancos de limolitas - areniscas muy finas, de color gris verdoso oscuro (espesor 0,10-0,50 m) y bancos más potentes (espesor 0,10-1 m) de areniscas masivas, finas a medianas, de tonalidades verdosas, más claras que las anteriores.

**Estancia Los Cerros (Localidad 4, Fig. 1a)**

El perfil corresponde al sector adyacente a la estancia Los Cerros (Fig. 1a), caracterizado por areniscas muy induradas y fuertemente deformadas y falladas. La complejidad estructural impide establecer la sucesión sedimentaria; no obstante la ladera oriental del cerro está predominantemente constituida por areniscas masivas, sin estratificación visible. La variación litológica más importante corresponde a un paquete de aproximadamente 0,30-0,50 m de espesor, adosado a un plano de fractura, constituido por bloques decimétricos de pelitas muy induradas, de color gris claro, inmersos en una matriz arcillosa, probablemente una brecha de falla.

**Anomalías fosfáticas**

La mayor concentración de nódulos fosfáticos en la Formación Río Claro se encuentra en uno de los bancos superiores de coquina del tramo norte, dentro del paquete intermedio del perfil del cerro Shenolsh. En el mismo se realizó un muestreo de mayor detalle del referido banco de coquina conglomerádica y de las areniscas inmediatamente adyacentes a la base y techo del mismo (Fig. 1b, Muestras TF1-3). Las muestras analizadas arrojaron los siguientes resultados (Tabla 1).

TF1 = Corresponde a una concreción de 2 cm de diámetro, localizada en un horizonte de coquina-conglomerádica de 20 cm de espesor. La concreción está compuesta por una fracción clástica (45%) de composición limosa con un porcentaje de clastos tamaño arena menor al 15 %. La fracción arena está formada por plagioclasa parcialmente alterada, cuarzo (subhedral a anhedral), feldespato potásico, fragmentos de vulcanitas ácidas y glauconita en parte alterada a óxidos de hierro. El cemento (55%) es abundante fosfato isótropo y criptocristalino, apareciendo analcima

cristalina como reemplazo, y como relleno de cavidades en masas amorfas.

TF2 = Representa el nivel de 20 cm de coquina conglomerádica en donde se encuentra la mayor concentración de concreciones fosfáticas en forma de rodados, representados por la muestra TF1. La matriz corresponde a una arenisca mediana, textural y mineralógicamente inmadura, con textura flotante a tangencial. La fracción clástica está compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, fragmentos líticos de vulcanitas ácidas y de metamorfitas y en menor proporción biotita y analcima. Parte de la matriz es limoarcillosa, parcialmente cloritizada y con óxidos de hierro.

TF3 = Corresponde a un intervalo arenoso con lentes conglomerádicos de 1 m de espesor dentro del cual se aloja el nivel TF2. Este nivel contiene a su vez clastos fosfáticos dispersos.

TF4 = Representa a un banco de sabulitas de color verde con paquetes de areniscas intercalados en forma lenticular, de tres metros de espesor (Fig. 1b). Presenta clastos aislados de grava de hasta 2 cm de diámetro conjuntamente con fragmentos triturados de fósiles y concreciones fosfáticas retrabajadas de color blanco-amarillento.

La fracción arena de TF3 y TF4 está compuesta por clastos de pelitas con radiolarios, feldespato potásico, fragmentos líticos de vulcanitas ácidas y mesosilícicas y en forma subordinada cuarzo policristalino. La matriz es arcillosa en parte está fosfatizada y glauconitizada. Los minerales pesados están representados por escasa magnetita y hematita. El cemento es carbonático.

Los análisis por difracción de rayos X muestran que el mineral fosfático presente en la secuencia corresponde a francolita (carbonato-fluor-apatita). La composición química muestra una relación  $P_2O_5/CaO = 0.68$  similar los depósitos de Florida y Sechura (Cheney *et al.* 1979, Jarvis *et al.* 1994).

## Discusión

Las concreciones fosfáticas de la Formación Río Claro presentan típicas características de retrabajo. Constituyen lo que Föllmi *et al.* (1991) denominan fosfatos condensados, dentro de la categoría P-fosfatos de Garrison (1992), que son depósitos removidos del lugar de generación *in situ* del fosfato y redepositados en niveles concentrados por retrabajo mecánico de los agentes sedimentarios. Los depósitos de la Formación Río Claro presentan rasgos similares a los de la probablemente coetánea Formación Salamanca (Mastandrea *et al.* 1983, Castro y Martínez, 1993) en la región costera de Chubut y corresponderían al mismo período fosfogénico (Leanza y Hugo 1992). En

ambas unidades los fosfatos se presentan como concreciones, asociados en ocasiones con material fosfático biogénico. Los granos son heterogéneos con un tamaño promedio de 1 mm de diámetro y muchas veces incluyen material no fosfático como cuarzo y escaso feldespato dentro de una matriz fosfática y ferruginosa. El cemento fosfático está irregularmente mezclado con la matriz fangosa. La presencia de glauconita es otro rasgo común a ambas unidades; además se han observado escasos nódulos de goethita, probable producto de la oxidación de la glauconita (Marshall y Cook 1980).

La presencia de glauconita asociada a depósitos fosfáticos ha sido mencionada con mucha frecuencia en la literatura y la petrología de esta paragénesis mineral ha sido recientemente explicada en detalle por Glenn (1990), Glenn y Arthur (1990) y O'Brien *et al.* (1990). Ambos minerales se forman en condiciones de baja tasa de sedimentación, principalmente en ambientes de plataformas submarinas (Odin y Letolle 1980). La glauconita precipita o reemplaza a otros minerales, en la zona de transición entre condiciones oxidantes y reductoras, sobre o pocos centímetros por debajo del fondo marino, o en microambientes confinados reductores dentro de la zona de oxidación (Giresse y Odin 1973, Odin y Matter 1981). Al ser un mineral rico en hierro, su formación está controlada por las condiciones de óxido-reducción del fondo marino. Por otra parte, la formación de fosfatos se ve favorecida por un mecanismo de reciclado del hierro denominado "bombeo redox del hierro" (Froelich *et al.* 1988). Mediante el mismo el hierro precipita en el fondo marino en forma de complejos de óxidos e hidróxidos de hierro y fosfato, este último procedente de la degradación de la materia orgánica contenida en los sedimentos. Al quedar sepultados estos complejos y pasar a la zona reductora-anóxica de la diagénesis temprana, el  $Fe^{3+}$  pasa a  $Fe^{2+}$  y se solubiliza, difundiéndose hacia arriba para precipitar nuevamente como óxido férrico (Marshall y Cook 1980). Por otro lado el fosfato liberado al reducirse el hierro se combina con otros elementos para formar apatita. El proceso se repite cíclicamente, en condiciones de baja tasa de sedimentación, en los primeros centímetros a decímetros de profundidad por debajo del fondo marino, permitiendo el desarrollo de las concreciones fosfáticas en la parte inferior, anóxica (e.g. Heggie *et al.* 1990). En nuestro caso observamos que las concreciones crecieron englobando a los granos de glauconita y a una fracción clástica predominantemente fangosa, que representa a los sedimentos *in situ* durante el crecimiento de las concreciones. Estos últimos indican un ambiente de baja energía con predominio de la sedimentación en suspensión y apto para la generación de glauconita. Posteriormente la erosión y retrabajo de estos sedimentos concentró a

las partículas más gruesas formando bancos arenoconglomerádicos parcialmente compuestos por glauconita, concreciones fosfáticas y bioclastos, resultado de una acumulación de tipo residual en sectores de las plataformas sometidos a corrientes u oleaje.

La presencia de niveles ricos en minerales autigénicos como los fosfatos y la glauconita se vincula a niveles del mar altos o en ascenso y corrientes poco intensas en la plataforma, que permiten elevadas tasas de acumulación de carbono orgánico y el desarrollo de anoxia a poca profundidad (Heggie *et al.* 1990). Por otra parte, el retrabajo sustancial de los depósitos autigénicos suele producirse durante períodos de nivel del mar bajo. En nuestro caso, la escasez de afloramientos impide realizar el estudio sedimentológico detallado, necesario para definir variaciones en el nivel del mar. No obstante, puede afirmarse en general que estos niveles señalan lapsos de escasa sedimentación clástica dentro del Paleógeno de la cuenca Austral, mayormente caracterizada por grandes espesores y altas tasas de sedimentación.

## Conclusiones

El resultado de la prospección de fosfatos en distintas unidades estratigráficas en Tierra del Fuego mostró anomalías de interés en la Formación Río Claro, de edad paleocena-eocena, con los valores que alcanzan al 20,1 % en las concreciones y a algo más del 2% en muestra total. Este hallazgo plantea interesantes perspectivas para la prospección de fosfatos en la Isla Grande de Tierra del Fuego.

Los depósitos fosfáticos, juntamente con la abundancia de glauconita, esta última incluso dentro de las concreciones fosfáticas, indican un origen común sinsedimentario a diagenético temprano para ambas fases autigénicas, vía reciclado del hierro sedimentario. Por otra parte la paragénesis fosfato-glauconita indicaría niveles del mar elevados, con aporte importante de materia orgánica y pausas en la sedimentación dentro del Paleogeno de la Cuenca Austral, caracterizado por la acumulación de importantes espesores de sedimentos, y corroboran la existencia y extensión del período fosfogénico del Cenozoico temprano hasta latitudes altas del hemisferio sur.

## Agradecimientos

El presente trabajo fue financiado con el subsidio UBACYT Ex299 "Prospección, ambientes de sedimentación y génesis de depósitos fosfáticos en Patagonia". Parte de los trabajos de campo y gabinete fueron financiados por el PICT0221 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Técnica del

CONICET. Se agradece el apoyo logístico otorgado por el CADIC (Ushuaia, Tierra del Fuego).

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baturin, G., 1982. Phosphorites on the sea floor. Origin, composition and distribution. *Developments in Sedimentology* 33, Elsevier, 342 p. New York.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum Jr., R.M., Fitzgerald, M.G. y Wright, R.C., 1986. The stratigraphy and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen, P. A. y 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.
- Castro, L.N. y Martínez G.A., 1993. Authigenic minerals of Salamanca Formation, cerro Tortuga, Patagonia, Argentina. Simposio Internacional y workshop sobre "Concepts and controversies in phosphogenesis" (IGCP 325). Correlation with Phosphorites and associated autigenic minerals. 22 p. Suiza.
- Castro, L. N., Scasso, R. A. y Alonso, M.S., 1996. Caracterización y génesis de los fosfatos sedimentarios "Patagónicos" del valle del río Chubut. *Actas 3° Reunión de Mineralogía y Metalogía*, 1: 87-90. Instituto de Recursos Naturales. Universidad Nacional de La Plata.
- Cheney, T.M., McClellan, G.R. y Montgomery, E.S., 1979. Sechura phosphate deposits, their stratigraphy, origin, and composition. *Economic Geology* 74: 232-259.
- Cook, P. y McElhinny M., 1979. A Reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. *Economic Geology*, 74: 315-330.
- Cook, P., Shergold, P., Burnett, W. y Riggs S., 1990. Phosphorite research: a historical overview. En: Notholt A. y Jarvis I. (Eds.): *Phosphorite Research and Development*, Geological Society Special Publication, 52: 1-22.
- Dalziel, I.W.D., De Wit, M.J. y Palmer, J.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250: 291-294.
- Föllmi, K.B., Garrison, R.E. y Grimm, K.A., 1991. Stratification in phosphatic sediments: Illustrations from the Neogene of California. En: Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (Eds): *Cycles and Events in Stratigraphy*, pp. 492-507. Springer Verlag, Berlin.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J., 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 171: 31-95, Buenos Aires.
- Froelich, P., Arthur, M., Burnett, W., Deakin, M., Hensley, V., Jahnke, R., Kaul, L., Kim, K., Roe, K., Soutar, A. y Vatakaron, C., 1988. Early diagenesis of organic matter in Perù continental margin sediments: phosphate precipitation. En: Burnett, W. C. y Froelich, P.N. (Eds): *The origin of marine phosphorites*, *Marine Geology* 80: 309-343.
- Galeazzi, J. S., 1996. Cuenca de Malvinas. En: Ramos V.A. y Turic M.A. (Eds): *Geología y Recursos Naturales de la plataforma Continental Argentina*, Relatorio, 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 15: 273-309. Buenos Aires.

- Garrison, R., 1992. Neogene Phosphogenesis along the eastern margin of the Pacific ocean. *Revista Geológica de Chile*, 19(1): 91-111.
- Giresse, P. y Odin, G.S., 1973. Nature mineralogique et origine des glauconies du plateau continental du Gabon et du Congo. *Sedimentology* 20: 457-488.
- Glenn, C.R., 1990. Pore water, petrologic and stable carbon isotopic data bearing on the origin of modern Peru margin phosphorites and associated authigenic phases. En: Burnett, W.C. y Riggs, S.R. (Eds.): *Phosphate deposits of the world: Volume 3, Genesis of Neogene to Recent phosphorites*, pp. 46-61, Cambridge University Press.
- Glenn, C.R. y Arthur, M.A., 1990. Anatomy and origin of a Cretaceous phosphorite-green sand giant. *Egypt. Sedimentology* 37:123-154.
- Glenn, C.R., Föllmi, K.B., Riggs, S.R., Baturin, G.N., Grimm, K.A., Trappe, J., Abed, A.M., Galli-Olivier, C., Garrison, R.E., Ilyin, A.V., Jehl, C., Rohlich, V., Sadaqah, R.M., Schidlowski, M., Sheldon, R.E. y Siegmund, H., 1994. Phosphorous and phosphorites: sedimentology and environments of formation. *Eclogae Geologicae Helvetiae Journal Swiss Geologicae Society*, 87(3): 747-788.
- Heggie, D. T., Skyring G. W., O'Brien, G. W., Reimers C., Herczeg, A., Moriarty, D.J.W., Burnett, W.C. y Milnes, A.R., 1990. Organic carbon recycling and modern phosphorite formation on the East Australian continental margin: an overview, in Notholt, A.J.G. and Jarvis, I., eds., *Phosphorite Research and Development: Geological Society Special Publication* 52: 87-117.
- Jarvis, I., Burnett, W., Nathan, J., Almbaydin, F., Attia, A., Castro, L., Husain, V., Qutawna, A. y Zanin Y., 1994. Phosphorites geochemistry. State of the art environmental concern. *Eclogae Geologicae Helvetiae Journal of Swiss Geologicae Society*, 87(3): 643-700.
- Kranck, E. H., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica*, 4(2): 1-231. Helsinki, Finlandia.
- Leanza, H., 1985. Prospección de fosfatos sedimentarios en el Terciario marino de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Informe de la Secretaría de Minería de la Nación, 8 p. (inédito). Buenos Aires.
- Leanza, H., Spiegelman, A. y Hugo, C., 1986. Episodicidad y distribución paleolatitudinal de las fosforitas marinas Fanerozoicas de la República Argentina: Análisis preliminar. *Actas 2° Reunión Argentina de Sedimentología*, 1: 213-216. La Plata.
- Leanza, H., Spiegelman, A., Hugo, C., Mastandrea, O. y Oblitas, C., 1989. Phanerozoic sedimentary phosphatic rocks of Argentina. En: Notholt, J., R. Sheldon y D. Davidson (Eds.): *Phosphate rocks resources*, 2(24): 147-158. Cambridge.
- Leanza, H. A. y Hugo, C.A., 1992. Los episodios fosfogénicos del Paleógeno de Argentina. *Actas Simposio del Paleógeno de Sudamérica* pp. 1:21. Punta Arenas, Chile.
- Leanza, H. A. y Hugo, C.A., 1995. Fundamentos para la prospección de fosforitas en la plataforma continental argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 273-275.
- Marshall, J.F. y Cook, P.J., 1980. Petrology of iron and phosphorus rich nodules from the E - Australian continental shelf. *Journal Geological. Society of London*, 137: 765-771.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B. y Palamarczuk S., 1996. Estratigrafía y discordancias del Cretácico-Paleógeno en la región central de Tierra del Fuego. *Simposio del Paleógeno de Sudamérica*. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, a ser publicado en *Anales de la Secretaría de Minería y Dirección Nacional del Servicio Geológico*, Buenos Aires, Argentina.
- Masiuk, V., Riggi, J.C. y Bianchi, J.L., 1990. Análisis geológico del Terciario de Tierra del Fuego. *Boletín de Informaciones Petroleras* 21: 70-89; 22: 8-25.
- Mastandrea, O., Leanza, H., Hugo, C. y Oblitas, C., 1982. Prospección de fosfatos sedimentarios en la República Argentina. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 159-176. Buenos Aires.
- Mastandrea, O., Leanza, H. Hugo, C. y Oblitas, C., 1983. Fosfatos sedimentarios marinos radioactivos en la Formación Salamanca (Terciario temprano), provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(2): 185-191.
- Natland, M. L., González, P.E. y Cañon, A., 1974. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *Geological Society of America, Memoir* 139, 125 p.
- O'Brien, G. W., Milnes, A.R., Veeh, H.H., Heggie, D. T., Riggs, S. R., Cullen, D.J., Marshall, J.F. y Cook, P.J., 1990. Sedimentation dynamics and redox iron-cycling: controlling factors for the apatite-glaucinite association on the East Australian continental margin. En: Notholt, A.J.G. and Jarvis, I. (Eds.): *Phosphorite Research and Development: Geological Society Special Publication* 52: 61-86.
- Odin G.S y Letolle, R., 1980. Glaucinitization and phosphatization environment: a tentative comparison. *Marine phosphorites. A symposium. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication* 29: 227-237.
- Odin, G.S. y Matter, A. 1981. De glauconiarum origine. *Sedimentology*, 28: 611-641
- Olivero, E. B. y Malumián, N. (en prensa). Eocene stratigraphy of southeastern Tierra del Fuego Island, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*.
- Olivero, E. B. y Martinioni, D.R., 1996a. Sedimentología de las Formaciones Lemaire y Yahgan (Jurásico-Cretácico) en Tierra del Fuego. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 45-59. Buenos Aires.
- Olivero, E. B. y Martinioni, D. R., 1996 b. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. *Journal of Paleontology*, 70(2): 272-274.
- Riggi, J. C., 1988. Litoestratigrafía terciaria del subsuelo Fueguino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43(1): 106-120.
- Riggs, S.R., 1979. Phosphorite sedimentation in Florida - A model phosphogenic system. *Economic Geology* 74: 285-314.
- Scasso, R.A., Castro, L. N., Lippai, H. y Alonso, M.S., 1996. Significado estratigráfico y paleoambiental del Conglomerado fosfático "Patagoniense" de Bryn Gwyn, Gaiman (Prov. del Chubut). *Actas 6° Reunión Argentina de Sedimentología* 6: 117-122. Bahía Blanca.
- Sheldon, R., 1980. Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation. A hypothesis. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 29: 239-247. Tulsa.

**Recibido:** 4 de diciembre, 1997

**Aceptado:** 14 de julio, 1998