

ESTUDIO DE “LAS CAPAS DEL CABO LADRILLERO SUPERIOR” EN EL CABO HOMÓNIMO, MIOCENO INFERIOR DE LA CUENCA AUSTRAL, TIERRA DEL FUEGO

Estefanía P. TUDISCA^{1,2}, Pablo J. PAZOS^{2,3}, Matías C. GHIGLIONE^{2,3} y Francisco A. CIANFAGNA³

¹ Pluspetrol S.A. E-mail: befutudisca@gmail.com; etudisca@pluspetrol.net

² Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (IDEAN) - UBA Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET);

³ UBA-FCEN-Departamento de Ciencias Geológicas. Buenos Aires, C1428EHA

RESUMEN

En los acantilados del cabo Ladrillero, situado sobre la costa atlántica de la Isla Grande de Tierra del Fuego, afloran parte de los depósitos cuspidales que rellenan la cuenca de antepaís Austral o de Magallanes. Estos depósitos del Mioceno inferior son conocidos como “capas del Cabo Ladrillero” y “capas del Cabo San Pablo”, siendo las “capas del Cabo Ladrillero superior” las analizadas en este trabajo. La zona de estudio, situada a una decena de kilómetros al norte del frente orogénico emergente (Punta Gruesa), permitió reconocer cuatro asociaciones de facies que registran depósitos gravitacionales resedimentados en un ambiente marino supra batial y una cuña deltaica progradante y somerizante hacia el noreste. Entre los rasgos más conspicuos observados en esta sucesión se destacan bancos deformados, intervalos macizos y abundantes diques clásticos, cuyo análisis estadístico indica un patrón transtensivo. Los microfósiles documentados en el área y utilizados previamente como herramienta para sostener un ambiente marino profundo provienen de niveles estratigráficos infrayacentes y corresponden a niveles de la Formación Desdémona y las capas del Cabo Ladrillero inferior, aflorantes hacia el sur de la zona de estudio. Las evidencias sedimentológicas no son concluyentes respecto de la batimetría, pero la ausencia de turbiditas clásicas, flujos hiperpícnicos, la abundancia de bancos deformados y resedimentados, restos vegetales y fragmentos de carbón son compatibles con un ambiente somero y deltaico con altas tasas de aporte y pendientes inestables antes que un ambiente marino profundo, y sugieren una historia compleja de la evolución del relleno sedimentario que no se explica meramente con los esquemas basados exclusivamente en el contenido de foraminíferos que domina en la literatura.

Palabras clave: *Cuenca de antepaís, análisis tectono-sedimentario, diques clásticos.*

ABSTRACT

Study of “The Upper Cabo Ladrillero Beds” in the homonym locality, Lower Miocene of the Austral Basin, Tierra del Fuego.

In the cliffs of the Ladrillero cape, situated on the Atlantic coast of the Isla Grande de Tierra del Fuego, the uppermost records of the Austral or Magallanes foreland basin infill crop out. This locality contains Lower Miocene deposits informally named “Cabo Ladrillero beds” and “Cabo San Pablo beds” being the “upper Cabo Ladrillero beds” analyzed in this paper. This locality is situated around ten kilometers to the north of the emerging orogenic front (Punta Gruesa locality) where four facies association have been defined from gravitationally-driven supra batial to prograding and shallowing upward deltaic wedges. Deformed and massive beds by liquefaction processes and resedimentation are connected with abundant clastic dykes and synsedimentary faults. The statistic study suggests they are associated tectonic activity related to a transtensive episode rather than tectonic quiescence sometimes suggested in previous works. We conclude that microfossils documented in the area and used as a tool to support a deep marine environment are situated in underlying stratigraphic intervals that form part of the Desdémona Formation and the “lower Cabo Ladrillero beds” cropping out to the south of the study area. Sedimentological evidence are not conclusive respect to the batimetry but absence of classical turbidites, hyperpycnal flows and abundant deformed and resedimented deposits are more compatible with deltaic deposits, with high detritus supply generating unstable slopes rather than deep marine depositional settings, suggesting a more complex depositional evolution than the foraminiferal-based framework dominant in the literature.

Keywords: *Foreland basin, tectono-sedimentary analysis, clastic dykes.*

INTRODUCCIÓN

Las sedimentitas que afloran en las inmediaciones del cabo Ladrillero, ubicado al NNO del cabo San Pablo, a los 54° 15' 38" LS y los 66° 44' 09" LO (Figs. 1a), forman parte del relleno cuspidal de la cuenca Austral y han sido denominadas por Malumián y Olivero (2006) "capas del Cabo Ladrillero" (inferior y superior) que son cubiertas por las capas del Cabo San Pablo, no estudiadas en esta contribución. Este conjunto aflora hacia el norte y sur del área estudiada. Ambas unidades integran el Grupo Cabo Domingo depositado entre el Oligoceno y Mioceno (Fig. 1a), caracterizado por su contenido en foraminíferos y definido por Malumián y Olivero (2006), quienes asignaron a las "capas del Cabo Ladrillero" una edad miocena temprana y un ambiente marino profundo.

Los estudios sedimentológicos de detalle son poco frecuentes en la zona y han estado localizados principalmente en el cabo San Pablo y adyacencias, donde las capas del Cabo Ladrillero se hallan expuestas (Malumián y Olivero 2006, Fig. 1) o bien han sido parte de estudios en un contexto tectosedimentario de escala mayor (Ponce *et al.* 2008). Allí, parte de los afloramientos aquí estudiados han recibido atención, aunque hasta el presente no se ha presentado un análisis detallado en la correlación lateral de afloramientos y en las observaciones sedimentológicas, así como un estudio cuantitativo de los diques clásticos, considerados como un rasgo secundario en estudios precedentes.

Las primeras interpretaciones sedimentológicas en cabo Ladrillero fueron realizadas por Ghiglione *et al.* (2002a), quienes propusieron el desarrollo de lóbulos deltaicos en donde se intercalarían tres ciclos de avance de barras de desembocadura sobre rellenos de bahía distributaria y/o de colapso gravitacional del frente deltaico con licuefacción a gran escala.

Ponce *et al.* (2005) interpretaron a las capas basales del cabo Ladrillero como acreción lateral de canales submarinos e identificaron clinoforamas. Posteriormente, Ma-

lumián y Olivero (2006) interpretaron los niveles inferiores de las capas del Cabo Ladrillero, que afloran en el cabo San Pablo (Fig. 1a), como depósitos de plataforma externa situados por debajo del límite de compensación del carbonato de calcio, sobre la base de la asociación de foraminíferos bentónicos, su relación con los foraminíferos planctónicos y los signos de disolución reconocidos en los mismos. Estas capas serían similares paleoambientalmente a las de la Formación Desdémona, infrayacente (Fig. 1b). Sin embargo, según dichos autores, la asociación de arcillas presentes en las capas del Cabo Ladrillero indicaría un desmejoramiento climático y/o mayor actividad tectónica durante su depositación que para la de la Formación Desdémona.

En concordancia con esta última hipótesis, Ponce *et al.* (2008) concluyeron que las capas del Cabo Ladrillero, reflejarían la progradación de sistemas de clinoforamas no deformadas y corresponderían a sistemas de canales turbidíticos, formados por flujos hiperpícnicos en un ambiente marino profundo, ilustrando grafolíptidos (*Paleodyction minimum*).

En el sector estudiado se ha podido caracterizar en detalle el relleno sedimentario de este intervalo de la cuenca Austral, debido a la buena calidad de los afloramientos, con exposiciones laterales continuas, y realizar observaciones que constituyen un aporte sobre aspectos no resueltos en la geología de la zona, como son imprecisiones estratigráficas, características paleoambientales y el marco tectónico. Estudios recientes referidos a icnofósiles (Olivero y López Cabrera 2010, Olivero *et al.* 2010) interpretaron ambientes de plataforma o no son concluyentes para sustentar un ambiente marino profundo, y se contraponen con arraigadas interpretaciones basadas en asociaciones micropaleontológicas que sugieren depositación por debajo del límite de compensación del carbonato de calcio (e.g. Figs. 2 y 4 de Malumián y Olivero 2006), pero que son válidos para unidades infrayacentes.

En lo que respecta a los diques clásticos,

los primeros estudios en la Isla Grande de Tierra del Fuego fueron realizados por Borrello (1962) en las localidades de río Grande, cabo Viamonte, río Ewans y cabo San Pablo (Fig. 1a), quien los describió detalladamente. Winslow (1983) estudió los mismos en la faja plegada y corrida externa y concluyó que se habrían formado durante los estadios de deformación incipiente de la misma. Estas últimas exposiciones también fueron investigadas por Schmitt (1991), quien además analizó los diques clásticos que afloran sobre la costa atlántica (cabo San Pablo, cabo Ladrillero y río Ewans), y propuso que en el cabo Ladrillero los emplazamientos responderían a un sistema de esfuerzos transcurrentes y levógiros. Aquellos que afloran sobre la ruta nacional N° 3 y sobre la ruta provincial "A" (Fig. 1a) fueron caracterizados por Diraison *et al.* (1997), quienes sugirieron un régimen extensional asociado con la apertura del estrecho de Magallanes para el Neógeno.

Entre los trabajos más recientes sobre el tema se encuentran los de Ghiglione (2002, 2003), quien estudió estadísticamente los espesores, las orientaciones y los espaciamentos de los diques clásticos que se exponen desde cabo Viamonte hasta punta Gruesa, determinando que existirían dos pulsos diacrónicos de transurrencia que afectaron a las rocas del Mioceno inferior, en coincidencia con el marco tectónico propuesto por otros autores anteriormente (Klepeis y Austin 1997, Diraison *et al.* 1997 y 2000, Cunningham *et al.* 1995, Ramos y Aleman 2000). Por su parte, Torres Carbonell *et al.* (2008 a y b) concluyeron que la presencia de diques ubicados al norte de punta Gruesa, corresponderían a una sedimentación sin-tectónica pero asociada a un régimen puramente compresivo y que el régimen transcurrente habría comenzado hacia el Mioceno superior. En tanto que Ponce *et al.* (2008) sugirieron calma tectónica para el intervalo estudiado. De esta forma, en este trabajo se replantean esquemas tanto paleoambientales como tectosedimentarios para la cuenca Austral en el Mioceno inferior aflorante en el cabo Ladrillero.

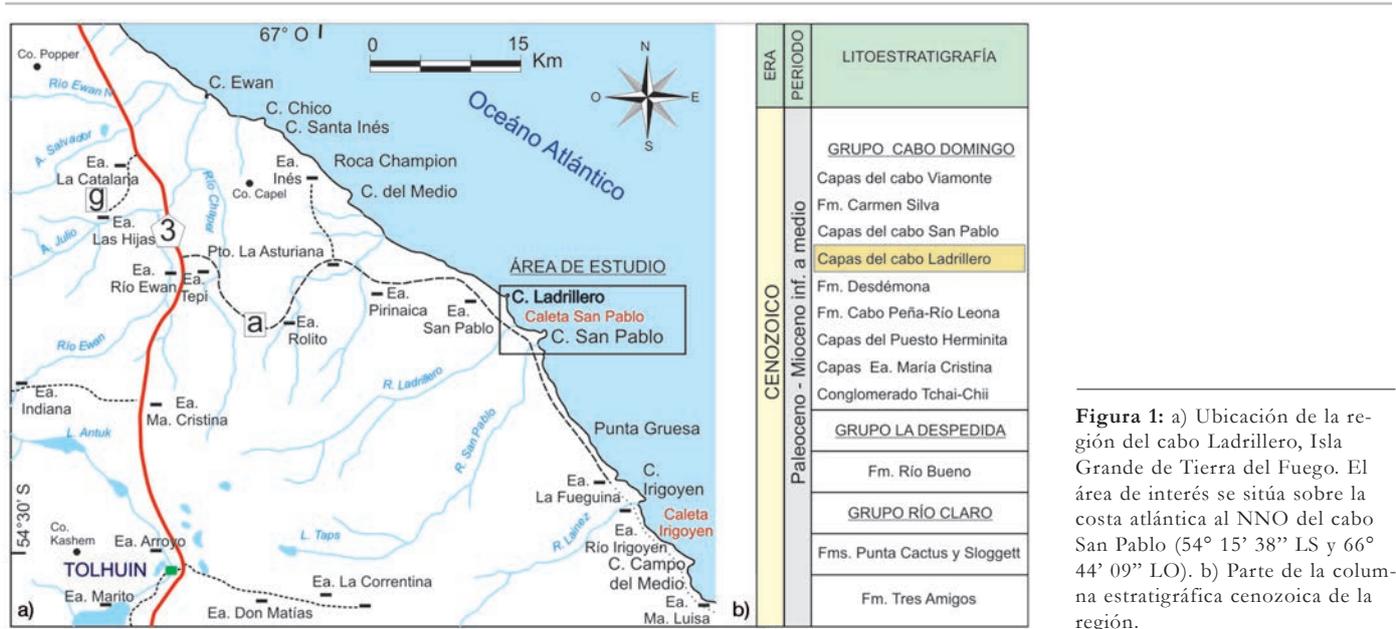


Figura 1: a) Ubicación de la región del cabo Ladrillero, Isla Grande de Tierra del Fuego. El área de interés se sitúa sobre la costa atlántica al NNO del cabo San Pablo (54° 15' 38" LS y 66° 44' 09" LO). b) Parte de la columna estratigráfica cenozoica de la región.

METODOLOGÍA

Con el objetivo de determinar el paleoambiente depositacional de las capas del Cabo Ladrillero superior, se realizó un perfil de detalle sobre el cabo homónimo. Se definieron facies, utilizando el código de litofacies adaptando el de Miall (1978); se interpretaron los procesos sedimentarios y se propuso la asociación de facies que permitió proponer un modelo paleoambiental. De manera complementaria, y a los efectos de tener puntos de control adicionales, se levantaron cinco perfiles laterales en una faja costera de aproximadamente un kilómetro de longitud, ubicada al SO del cabo Ladrillero, conformando un panel en el cual se identificaron y midieron rasgos sedimentarios y estructurales, relaciones geométricas y se cuantificaron los diques clásticos.

Con el propósito de inferir el régimen tectónico imperante durante el Mioceno inferior, se estudió la orientación de los diques clásticos que afloran en la plataforma de abrasión marina, estableciéndose así el elipsoide de esfuerzos en este sector de la cuenca Austral. Debido a la diversidad de interpretaciones que existen sobre este aspecto, se compararon los resultados obtenidos con los trabajos de Schmitt (1991) en el sector del cabo La-

drillero, y Ghiglione (2002, 2003) en el área de río San Pablo-Punta Gruesa.

MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Austral se haya intrínsecamente vinculada con los Andes Fueguinos. Estos conforman un cinturón orogénico de orientación E-O ubicado al sur del punto triple de Aysen. Se reconoce un dominio interno o de piel gruesa y un dominio externo o de piel fina conformado por la faja plegada y corrida (Klepeis 1994, Klepeis y Austin 1997, Kraemer 2003, Ghiglione y Ramos 2005). Dentro de este último dominio se incluye a la falla transcurrente levógira Magallanes-Fagnano, que separa las placas de Scotia y la de América del Sur.

La cuenca Austral se encuentra rellena con más de 5000 metros de sedimentitas con geometría en forma de cuña, depositadas mayoritariamente en el Cenozoico con su máximo desarrollo durante el Eoceno-Oligoceno (Biddle *et al.* 1986). Este relleno se adelgaza hacia el antepaís hasta llegar a los 500 metros.

Los orígenes de esta cuenca se remontan al Jurásico-Cretácico inferior como resultado del régimen extensivo generalizado que ocasionó el desmembramiento de Gondwana, la apertura de la cuenca mar-

ginal de Rocas Verdes y del mar de Weddell. El fallamiento mecánico de rumbo NO y el posterior enfriamiento térmico ocasionaron la subsidencia que permitió la depositación de los primeros sedimentos de origen volcánico y marino (Hanson y Wilson 1991, Olivero y Martinioni 1996b y 2001). El desarrollo de la cubeta sedimentaria fue evolucionando hacia una cuenca de *back-arc* durante este período (Galeazzi 1998).

En el Cretácico medio se inició un régimen tectónico compresivo que provocó el cierre de la cuenca marginal de Rocas Verdes (Dalziel *et al.* 1974, Natland *et al.* 1974, Bruhn *et al.* 1978, Hervé *et al.* 1981, Cunningham 1994, Olivero y Martinioni 1996a, entre otros) y el inicio del levantamiento del orógeno Andino, con la consecuente subsidencia por carga tectónica responsable de la generación de la cuenca de antepaís (Winslow 1982, Dott y Smith 1982, Biddle *et al.* 1986, Mpodozis y Ramos 1989, Martinioni *et al.* 1998, Olivero y Malumián 2002).

Hacia fines del Cretácico e inicios del Cenozoico la propagación hacia el N-NE de los corrimientos de la faja plegada y corrida, y de los depocentros terciarios (Klepeis 1994, Ghiglione *et al.* 2002b) originaron cuatro sucesiones clásticas con geometría asimétrica: la primera corres-

ponde al Cretácico superior-Daniano, la segunda al Paleoceno superior-Eoceno inferior, la tercera al Eoceno medio superior-Eoceno superior y la cuarta al Oligoceno-Mioceno (Olivero y Malumíán 2002 y 2008), donde la depositación fue desde ambientes marinos someros a profundos, como tendencia general.

A partir del Paleógeno cuspidal se implantó un régimen transcurrente generado por los movimientos de rumbo levógiros entre la península Antártica y el extremo sur de América del Sur (Winslow 1982, Ramos *et al.* 1986, Klepeis y Austin 1997, Olivero y Martinioni 2001, Barker *et al.* 1991, Ghiglione 2002). Hacia el Eoceno superior-Oligoceno se formaron la placa de Scotia, con el consecuente desarrollo de la zona de falla Magallanes-Fagnano (Lodolo *et al.* 2003), y el pasaje de Drake, procesos que obliteraron a los esfuerzos compresivos (Ghiglione *et al.* 2008). Durante este lapso tuvo lugar una importante transgresión que generó una discontinuidad muy marcada, separando condiciones de sedimentación disímiles, disaeróbicas y turbidíticas por debajo y con fondos oxigenados por encima de ella (Malumíán y Olivero 2006).

Este sistema transcurrente ha estado activo desde hace 30 Ma, momento en el que fue fosilizado el frente orogénico emergente (Winslow 1982, Ramos *et al.* 1986, Klepeis y Austin 1997, Olivero y Martinioni 2001, Barker *et al.* 1991, Ghiglione 2002). A partir de este período, se inició la depositación del Grupo Cabo Domingo, con sedimentos marinos profundos que comenzaron a somerizarse en un marco tectónico transtensional, hasta culminar en el Mioceno superior con unidades continentales fluviales y deltaicas (Galeazzi 1998). Esta somerización se habría iniciado a partir del Mioceno inferior según Ghiglione *et al.* (2002a), Tudisca y Pazos (2008) y Tudisca (2009), y más tardíamente según Olivero y Malumíán (2008) y Ponce *et al.* (2008).

Los estratos que conforman el Grupo Cabo Domingo afloran sobre la costa atlántica y se encuentran suavemente plegados entre Punta Gruesa y el río San Pa-



Figura 2: Mosaico de imagen satelital tomada del software Google Earth, donde se distingue la zona de estudio y la ubicación del perfil sedimentario de detalle y de los perfiles levantados en el panel sedimentario utilizado como control lateral de las facies (Figuras 6 y 7).

blo, en las cercanías del frente orogénico, mientras que hacia el norte de este sector se presentan mayormente subhorizontales, hasta culminar su exposición en el cabo Domingo (Fig. 1a) (Ghiglione 2002). El grupo se apoya en discordancia angular sobre el Grupo La Despedida, del Eoceno medio (Fig. 1b) y se compone de 1000 metros de arcilitas, areniscas y conglomerados que abarcan desde el Oligoceno hasta el Mioceno medio (Malumíán y Olivero 2006, Olivero y Malumíán 2008). Las capas del Cabo Ladrillero inferior forman parte de este grupo y están constituidas principalmente por una alternancia de bancos gruesos de areniscas y pelitas,

que hacia el tope pasan a conglomerados. Descansan en discordancia angular sobre las areniscas y pelitas marino profundas de la Formación Desdémona (Malumíán y Olivero 2006), y son cubiertas por las capas del Cabo San Pablo (Olivero *et al.* 2010). Desde el punto de vista estratigráfico, la sucesión aquí estudiada se correlaciona con los estratos del cabo Inés de Buatois y Camacho (1993), y con el miembro informal A de Ghiglione (2002). Estratos equivalentes a los estudiados sobre la costa, afloran sobre la ruta nacional N° 3 y en las inmediaciones del río Candalaria.

CUADRO 1: Litofacies y procesos sedimentarios reconocidos en la sección analizada.

Facies (Código delitofacies, modificado de Miall (1978))	Estructuras Sedimentarias	Procesos de transporte y depositación	Forma de Lecho
Gmg	Grava matriz soportada con incipiente gradación normal	Flujos tractivos de alto régimen	-
Gp	Grava con estratificación cruzada planar	Flujos tractivos de alto régimen	Migración de megaóndulas de crestas rectas
Gh	Grava con estratificación horizontal	Carpetas tractivas por flujos laminares o flujos turbulentos de alta densidad	Lecho plano
Sm	Arenisca masiva Sm (turboglifos) = Turboglifos en la base de las areniscas masivas	Depósitos de flujos de sedimentos gravitacionales	-
		Sedimentación continua en bajo régimen de flujo	-
		Sedimentación a partir de flujos turbulentos	-
Sh	Laminación horizontal	Flujos tractivos de bajo régimen	Lecho plano
Sti	Arenisca con estratificación en artesa	Flujos tractivos	Migración de megaóndulas de crestas sinuosas
Fm	Pelita masiva	Decantación en ambiente de baja energía y/o bioturbación	-
Fl	Pelitacon laminación horizontal	Decantación	-
Fmc	Pelitammasiva con improntas vegetales	Decantación o <i>underflows</i>	-
H	Estratificación Heterolítica: intercalación de areniscas y pelítas	Sedimentación continua en bajo régimen de flujo y/o bioturbación + decantación	-

SEDIMENTOLOGÍA

El análisis detallado de las capas del Cabo Ladrillero superior, tanto en el perfil de detalle (Figs. 2, 3 y 6a-c) como en los perfiles de correlación lateral (Figs. 4 y 5), permitió reconocer e interpretar facies que se han definido para reconocer procesos sedimentarios y sus asociaciones (Cuadros 1 y 2) y así inferir el paleoambiente de depositación del intervalo.

Asociación de facies I: Plataforma con colapsos gravitacionales

La asociación de facies I puede subdividirse en una inferior y otra superior. La primera se halla expuesta sobre la plataforma de abrasión marina, y está compuesta por pelitas de color gris claro (facies Fm) que contienen abundantes trazas fósiles asignables a *Tasselia* isp. (Fig. 7c) y *Zoophycos* isp. Desde el punto de vista paleoambiental estos depósitos constituyen el sustrato sobre el que se desarrolla la sección analizada, que se inicia en contacto neto con bancos de areniscas medianas masivas y de hasta 5 metros de espesor, (facies Sm - Figs. 6a y 7b) entre las que se intercalan pelitas masivas y la-

CUADRO 2: Asociación de facies e interpretación.

Asociaciones de facies	Litofacies	Interpretación
I - Prodelta - Colapsos gravitatorios	Sm, Sr, Fm, Fl, H	Ambiente deltaico: Subambiente de prodelta - Flujos gravitatorios por colapso del frente deltaico
II - Prodelta	Sm, Sr, Sh, Fm, Fl, H	Ambiente deltaico: Subambiente de prodelta
III - Frente deltaico	Sm (turboglifos), Sr, Fm	Ambiente deltaico: Subambiente de frente deltaico distal
IV - Planicie deltaica subácuea	Gmg, Gp, Gh	Ambiente deltaico: Subambiente de planicie deltaica subácuea

minadas muy friables (facies Fm y Fl, Figs. 3, 6a-c y 7a) e intervalos con arreglos *heterolíticos* (facies H, Fig 3). Las facies Sm estructuras de escape de fluidos o *flame* (Figs. 7d-f). Hacia el tope del intervalo se distinguen niveles con óndulas poco desarrolladas, y concreciones esféricas de diámetro variado, que aparecen de forma dispersa (Fig. 8b). También, se distinguen fragmentos de carbón (Fig. 8g), intraclastos pelíticos (Fig. 8h), improntas vegetales de *Notbofagus* y posibles tubos verticales atribuibles a bioturbación, aunque muy mal preservados. Otros autores como Ponce *et al.* (2008) han documentado grafoglíptidos que utilizaron para sustentar un ambiente marino profundo aunque los mismos no había sido

hallados para el intervalo por López Cabrera *et al.* (2008).

La sección superior, grano y estratodecreciente, se caracteriza por presentar coloraciones amarillentas que contrastan con los tonos gris verdosos de la sección inferior. Tiene 35 metros de espesor y presenta un arreglo estratodecreciente. Los contactos entre estratos son netos a transicionales (Fig. 7a-b).

La observación al microscopio de las areniscas (Sm y Sh), indica que corresponden a tipos líticos (Fig. 8a-b) y están constituidas por fragmentos líticos volcánicos y metamórficos (más del 50% de la totalidad de la fracción clástica), cuarzo, feldespatos potásicos y sódicos como componentes mayoritarios, y epidoto, apatita

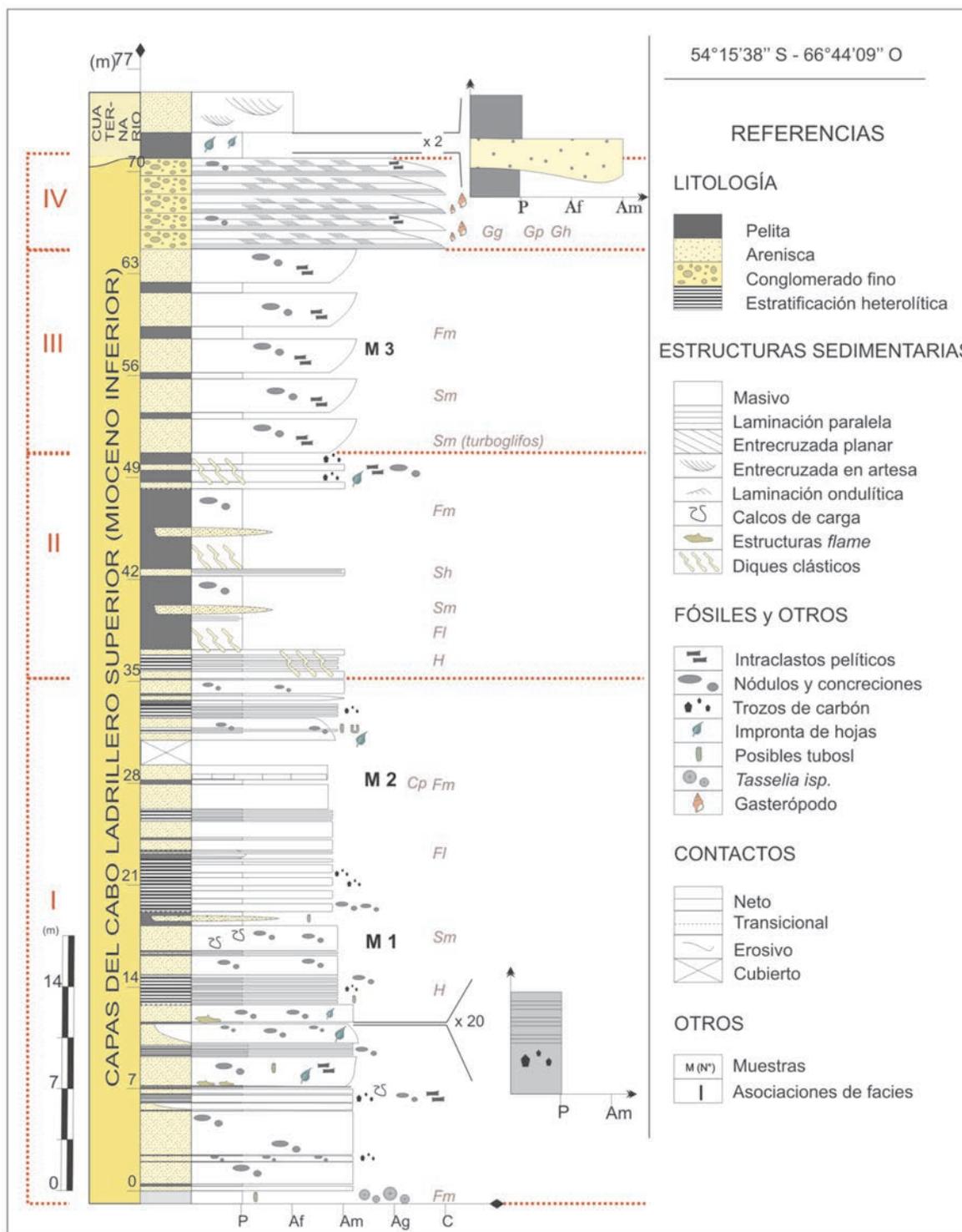


Figura 3: Perfil sedimentológico del área del cabo Ladrillero, Isla Grande de Tierra del Fuego.

y glauconita como accesorios. El cemento suele ser carbonático, arcilloso o presentarse como parches de óxidos de hierro. La matriz es escasa.
Interpretación: Los depósitos que constituyen el sustrato conforman un ambiente de plataforma externa. Sin embargo, te-

niendo en cuenta que *Tasselía* es un icnogénero eubatiométrico (Olivero y López Cabrera 2010) pero que en combinación con *Zoophycos*, permite sugerir un ambiente de plataforma externa hasta batial. No obstante, y dado que Ponce *et al.* (2008) han mencionado grafoglíptidos,

que aquí no se han reconocido, los mismos no serían concluyentes de un ambiente marino profundo (icnofacies de *Nereites*) ya que pueden encontrarse en ambientes desde marinos someros y restringidos con elevado contenido de materia orgánica (véase Olivero *et al.* 2010) a

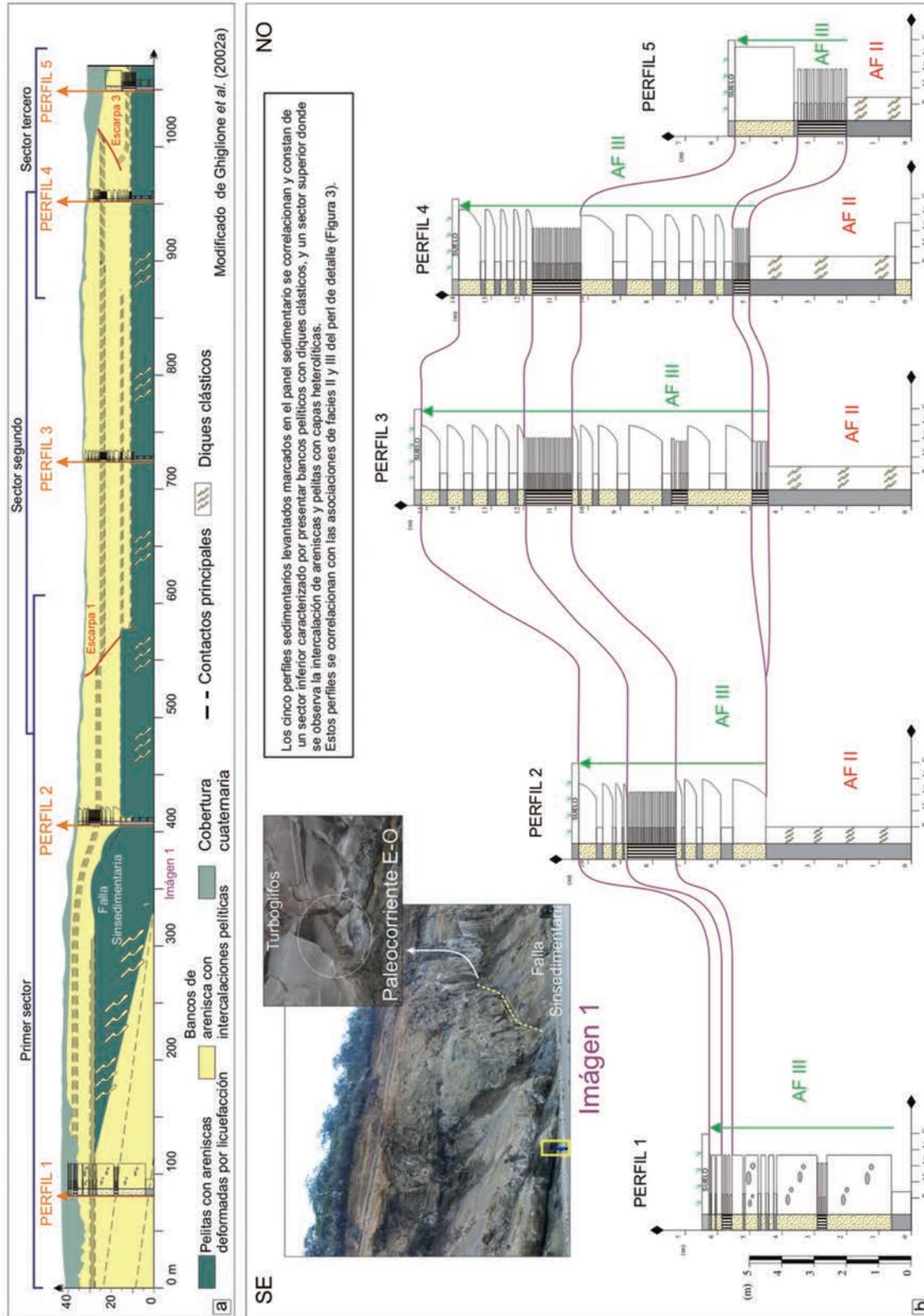


Figura 4: Panel sedimentario confeccionado para la bahía sur del cabo Ladrillero. El recuadro superior muestra el esquema del acantilado y el recuadro inferior los perfiles tomados y correlacionados en el mismo.

profundos. Por lo tanto, las evidencias encontradas no son concluyentes, aunque consistentes con un ambiente de plata-

forma, antes que con ambientes marinos profundos propiamente dichos o abisales. Ese ambiente estable, restringido en oxi-

genación (plataforma de abrasión actual), es abruptamente reemplazado por areniscas macizas, que indican altas tasas de

sedimentación y aporte desde el continente, con resedimentación de depósitos previos a juzgar por el contenido de granos glauconíticos. En un medio con tales características, es esperable la casi completa ausencia de icnofósiles, particularmente por el estrés ambiental generado por dichas condiciones y tal vez fluctuaciones en la turbidez de la interfase sustrato-columna de agua. Las areniscas masivas (Sm), han sido generadas por flujos tractivos y resedimentadas como flujos gravitacionales, en un medio inestable y con elevadas tasas de sedimentación. Se encuentran intercaladas con pelitas (Fm y Fl) y bancos heterolíticos (H), depositados por debajo del nivel de base de ola y donde domina la decantación. Las estructuras *flame* son claros indicadores de procesos de escape de fluidos y sedimentación rápida. La sección superior, con el arreglo marcadamente granodecreciente marca tanto una reducción en el aporte como una disminución en la energía del medio depositacional, como “colas” durante la finalización de los colapsos gravitacionales, aunque demasiado proximales para permitir el desarrollo de arreglos turbidíticos clásicos, tipo Bouma. Estos depósitos marcan la predominancia de flujos unidireccionales, relacionados con las descargas desde el continente por sobre procesos de redistribución, como mareas u oleaje indicando un sistema dominado por el aporte clástico. La existencia de glauconita retrabajada, es indicativa de erosión de depósitos previos, intra-cuencuales.

La abundancia de hiladas de fragmentos carbonosos y hojas de *Notbofagus*, marcan un claro aporte desde la costa, indicando probablemente la relación genética con un medio deltaico, de prodelta fluviodominado, como oportunamente propuso Ghiglione *et al.* (2002a). Esta interpretación contrasta con la de Ponce *et al.* (2008), que sugiere un ambiente marino profundo sobre la base de la existencia de grafogliptidos, que como ya hemos mencionado son de cuestionable valor batimétrico aun dentro de la misma cuenca. Recientemente Ponce y Carmona (2011) han in-

terpretado niveles con *Notbofagus* en el cabo Viamonte, donde tampoco mencionan grafogliptidos, como descargas hiperpícnicas basados en excelentes evidencias de antidunas con coberturas heterolíticas, rasgos ausentes en la zona de estudio. El desarrollo de hiperpícnitas vinculadas a descargas fluviales abundantes y continuas no debe descartarse, aunque la ausencia de depósitos con gradación inversa, antidunas, gravas y otras características de flujos hiperpícnicos están ausentes. Llama la atención la ausencia total de invertebrados marinos, que como señalan Ponce *et al.* (2011) han indicado que pueden ser llevados con vida desde sectores someros a profundos en dichos flujos. Por otra parte, la flotabilidad de los materiales carbonosos, y la excelente preservación de hojas, confirman el elevado aporte continental, con descargas fluviales importantes a punto tal de dispar los procesos intracuencuales. Es posible que los colapsos gravitacionales se relacionen con la progradación de un lóbulo arenoso, ya sea por elevadas tasas de aporte o por efectos de inestabilidad de taludes subácueos generados por el crecimiento de la columna sedimentaria y la ausencia de procesos de retransporte y distribución de los sedimentos.

Asociación de facies II: Prodelt

Esta asociación de facies, de 15 metros de espesor total, consiste de pelitas masivas y laminadas, de 3 metros de espesor promedio (Fm y Fl - Figs. 6c y 7i), intercaladas con areniscas medianas de tonalidades amarillentas, masivas hasta deformadas (facies Sm - Figs. 6c y 7i), con laminación horizontal (Sh - Fig. 7c). Se distinguen intraclastos pelíticos, trozos de carbón e improntas vegetales (Fig. 7j). Hacia el tope de este intervalo se presenta un nivel carbonático delgado (20 cm) que corresponde a un *packstone* intraclástico masivo (Cp - Figs. 3 y 8b-c). Los intraclastos son micríticos y están neomorfiados. Composicionalmente los mismos corresponden a *wackestones* con terrígenos dispersos. Los estratos pelíticos contienen lentes muy delgadas de areniscas que

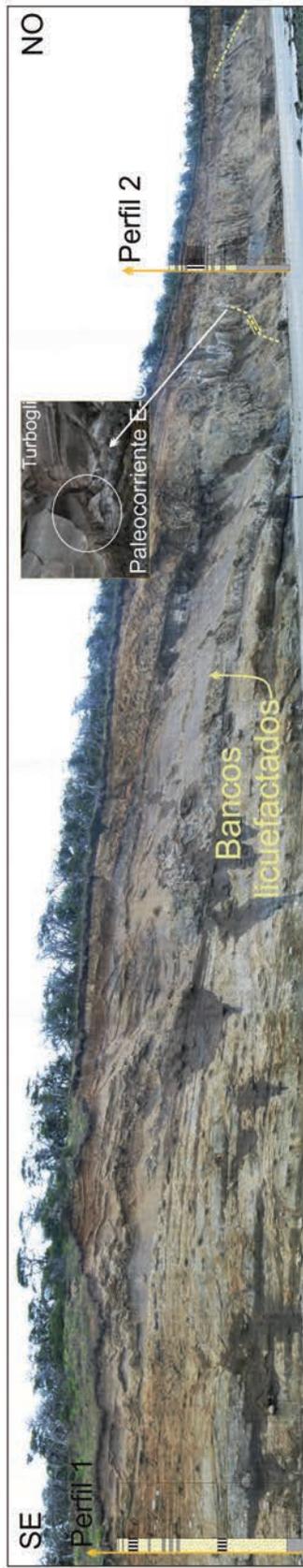
conforman la facies heterolíticas (H) hacia la base. Una característica distintiva de esta asociación de facies es que los bancos se encuentran afectados por diques clásticos. Los perfiles laterales permiten una correlación simple de esta facies con el área del acantilado sur del cabo Ladriero (Figs. 4 y 5).

Interpretación: En esta asociación de facies se observa un claro predominio de las facies Fm y Fl, generadas por procesos de decantación. Las facies Sm y Sh se corresponderían con flujos de tipo *underflow* unidireccionales y esporádicos que indican baja energía del medio depositacional. Se interpreta esta asociación de facies como un prodelta, el que se habría desarrollado con posterioridad al cese de los colapsos gravitatorios relacionados con un avance previo de un lóbulo (deltaico?). El nivel carbonático permitiría descartar condiciones de depositación por debajo de la lisóclina y es coherente con condiciones de muy baja tasa de sedimentación, al menos comparativamente con otros intervalos. La presencia de diques clásticos (Fig. 5 y 7i) sugiere que existieron procesos de licuefacción de las arenas subyacentes y que no pueden atribuirse a sobrecarga, son al menos previos a la diagénesis temprana y como se explicará oportunamente se hallan vinculados con fallamiento sindepositacional.

Asociación de facies III: Frente deltaico

Este intervalo alcanza un espesor total de 16 metros y muestra un arreglo granocreciente. Se encuentra compuesto por areniscas medianas a gruesas, masivas o laminadas (facies Sm, Sh - Cuadro 1) que se intercalan con pelitas masivas (Fm) con espesores que van de 1 y 2 metros. Los bancos de areniscas son de color amarillento son muy friables y contienen concreciones que aparecen dispuestas en forma caótica, con diámetros que superan el metro y geometrías que varían entre tabulares y esféricas. En la base se observan intraclastos pelíticos.

Composicionalmente corresponden a areniscas líticas similares a las de la asociación



Primer sector del panel sedimentario. Perfiles 1 y 2.



Segundo sector del panel sedimentario: Perfil 3.



Tercer sector del panel sedimentario: Perfiles 4 y 5

Figura 5: Fotografías ilustrando los tres sectores en los que se dividió el panel sedimentario de la figura 6 (primero, segundo y tercero) y los perfiles correspondientes.

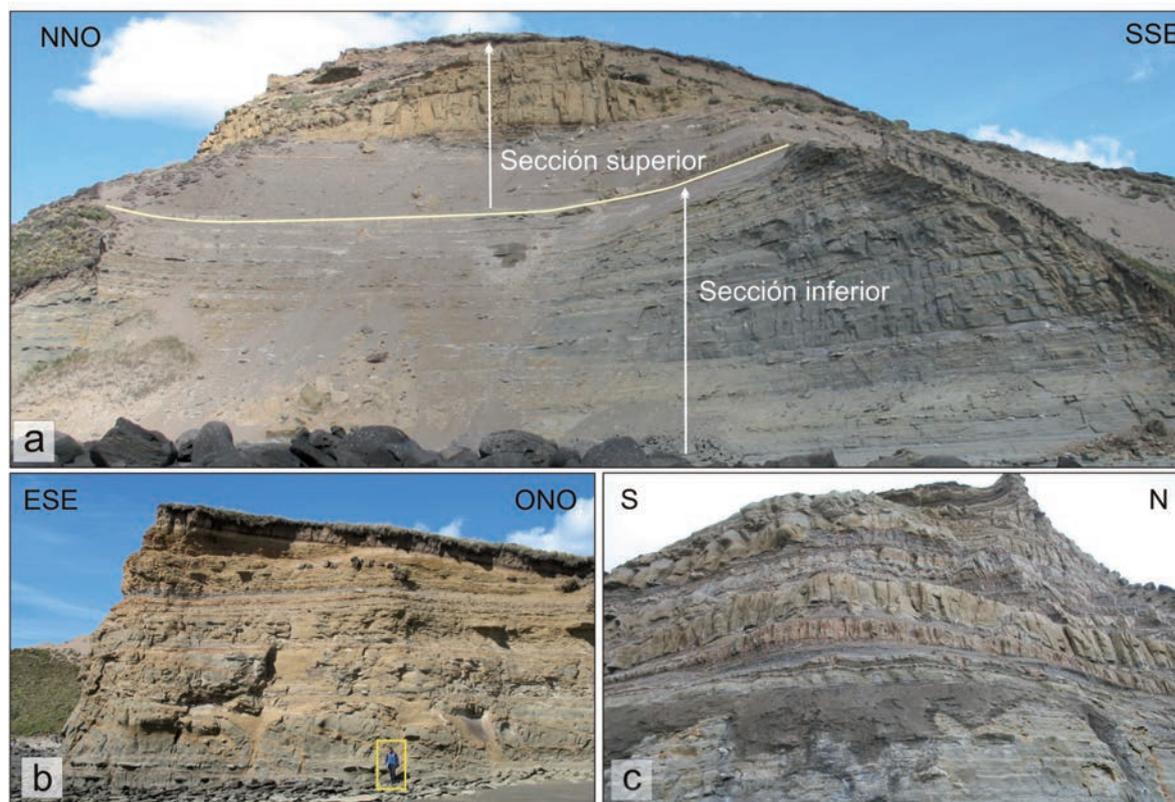


Figura 6: Afloramientos de las Capas del cabo Ladrillero donde fue levantado el perfil de detalle: a) El sector corresponde a la asociación inferior de facies I y el sector superior a las asociaciones de facies II, III y IV. b) Sección inferior del perfil de detalle. c) Sección superior del perfil de detalle de la Figura 3.

ción de facies I (Figs. 8e-f).

La sección superior de esta facies, en observaciones realizadas en perfiles de correlación lateral (Figs. 4 y 5), presenta una intercalación de bancos con arreglo granocreciente de areniscas con intercalaciones de pelitas y estratos heterolíticos. En este intervalo y asociados al relleno sin-sedimentario de una falla directa, se exponen turboglifos en la base de las areniscas que indican paleodirecciones hacia el este con rellenos mas espesos en el bloque bajo, y que se disipa en estratos superiores.

Interpretación: Esta asociación de facies se encuentra formada por flujos tractivos de energía elevada, con carga sedimentaria abundante, entre los que se intercalan períodos de decantación representados por la facies Fm. La existencia de intraclastos en la base de algunos niveles, sugieren flujos tractivos con poder erosivo y la abundancia de concreciones es esperable en medios porosos y permeables.

El aumento en el tamaño de grano de esta asociación de facies con respecto a la infrayacente, y las características genera-

les de la misma, indicarían que estos depósitos marcan progradación de un sistema con abundante aporte desde el continente, ya que posee además un arreglo estratocreciente. La falta de estructuras entrecruzadas, marca la ausencia de típicas barras de desembocadura, contrariamente a lo mencionado por Ghiglione *et al.* (2002a) y en parte se asemeja a los depósitos hiperpícnicos descritos por Ponce *et al.* (2005, 2008).

Asociación de facies IV: Sistema distributivo

La asociación de facies IV conforma una sucesión de 10 metros de espesor total y los bancos forman arreglos granodecrecientes de 1 metro de espesor aproximado. Se halla integrada por bancos de conglomerados de guijas finas hasta sabulíticas y clastosoportadas, con gradación normal (facies Gg - Figs. 7c y 7l), posee concreciones, intraclastos pelíticos y restos fragmentarios de gastrópodos. Otros niveles poseen estratificación entrecruzada planar hacia el techo y con paleoflujos do-

minantes hacia el noreste (Gp - Figs. 6c y 7l) y laminación horizontal en la base (Gh). **Interpretación:** La facies Gg, presente en el sector basal de cada uno de los arreglos granodecrecientes que forman esta asociación, indica flujos turbulentos fluidos y de alta energía que se desaceleran. Las corrientes tractivas de alto régimen de flujo habrían generado la depositación de las facies Gp y Gh y la desaceleración las gradaciones normales hasta psamitas. Este intervalo correspondería a un sistema distributivo, aunque no es posible establecer por la disposición de los afloramientos relaciones geométricas y marcan la maximización de la progradación hacia el noreste como ya había mencionado Ponce *et al.* (2008).

Discusión paleoambiental

Según las características generales de las facies analizadas, se interpreta la sucesión como un medio depositacional subácuo, con elevado aporte detrítico y marcada progradación, que puede ser compatible con el sistema deltaico propuesto por

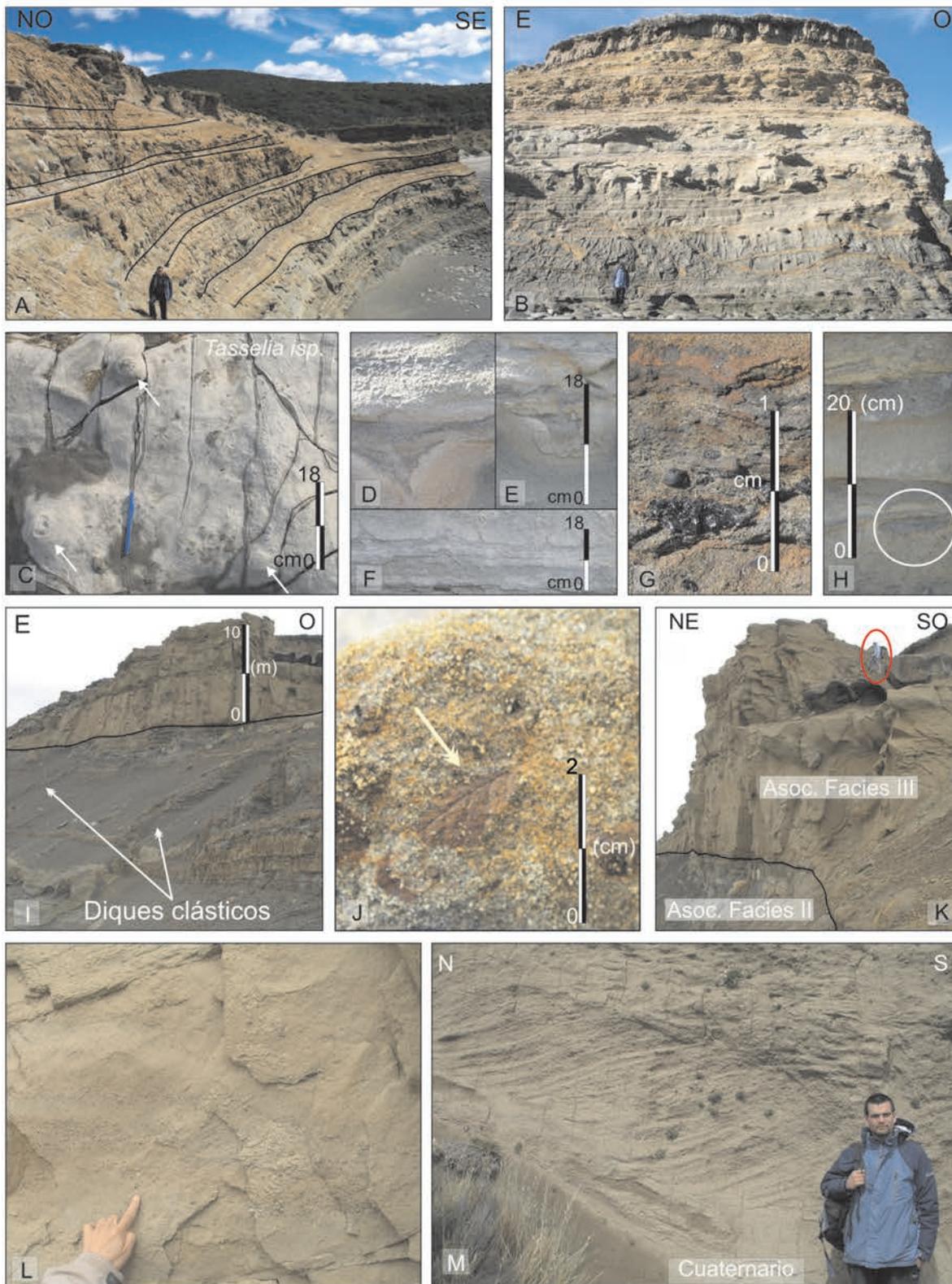


Figura 7: Fotografías de campo: Rasgos de las distintas asociaciones de facies en las que fueron divididas las Capas del cabo Ladrillero superior. a) Panel NO-SE que muestra la asociación de facies I; b) panel E-O que muestra la asociación de facies I; c) pelitas que conforman la base del perfil (asociación de facies I). Se observan las trazas fósiles (*Tasselia*) dominantes en este intervalo; d) y e): deformación sinsedimentaria (asociación de facies I); f) Estructuras *flame* (asociación de facies I); g) trozos de carbón (asociación de facies I); h) Intraclastos pelíticos (asociación de facies I); i) Diques clásticos y bancos pelíticos característicos de la asociación de facies II; j) Impronta de hojas presentes en el techo de la asociación de facies II; k) Se distinguen el contacto entre la asociación de facies II y III y se observan los bancos característicos que las conforman; l) Estratificación entrecruzada en bancos de grava fina (asociación de facies IV). Cuaternario: Estratificación entrecruzada en artesa correspondiente a los estratos cuaternarios del cabo Ladrillero.

Ghiglione *et al.* (2002a) o con descargas fluviales subacues y continuas en un medio marino como lo había sugerido Ponce *et al.* (2008). En las etapas iniciales los

sedimentos se movilaron con un patrón O-E rellenando una paleotopografía sindeposicional, producto de actividad de fallas normales que además gatillaron pro-

cesos de licuefacción con la generación de diques clásticos (Tudisca 2009). Al cesar estos controles estructurales, las descargas detríticas siguen una paleopendien-

te regional hacia el noreste. De esta manera, puede detectarse con claridad el tectonismo durante la sedimentación, antes que calma tectónica. Si bien no existen rasgos concluyentes que permitan asegurar la paleobatimetría, los restos fósiles e icnofósiles así como la presencia de carbonatos, sugieren condiciones de sedimentación por encima de la lisóclina. La ausencia tanto de turbiditas clásicas como de hiperpicnitas en sentido estricto, ya que los depósitos heterolíticos podrían representar facies de *loafing*. Permite sugerir reparos en asociar directamente hiperpicnitas con ambientes marinos profundos dado que las mismas han sido caracterizadas tanto en ambientes marinos como lacustres (e.g. Zavala *et al.* 2006, Ponce y Carmona, 2011). Resulta muy clara la abundante disponibilidad detrítica, la canibalización y resedimentación de depósitos previos, el desarrollo de taludes depositacionales, todos rasgos que sugieren un ambiente con elevada inestabilidad y tal vez debido a ello, se pueda explicar la ausencia de bioturbación, ya que los bancos cuando son masivos son el resultado de resedimentación. Las evidencias indican altas tasas de sedimentación, y teniendo en cuenta las características de plataforma distal observadas en la plataforma de abrasión marina y base del perfil, todo el sistema depositacional se habría desarrollado por el avance de un sistema progradante fluviocontrolado que avanza sobre la plataforma. Si bien no es concluyente podría sugerirse que el aporte ha compensado la generación de acomodación tectónica y claramente permite la progradación controlada por el abundante aporte hacia el techo del intervalo estudiado.

El sector inferior de la sucesión (Asociación de facies I), indicativo de altas tasas de sedimentación y resedimentación, indica taludes depositacionales inestables que permitieron el desarrollo de flujos gravitacionales, generados posiblemente por colapsos gravitatorios de flujos originariamente fluidos (poca matriz). Esta sucesión basal representa el inicio de un sistema progradante, deltaico o fandelai-

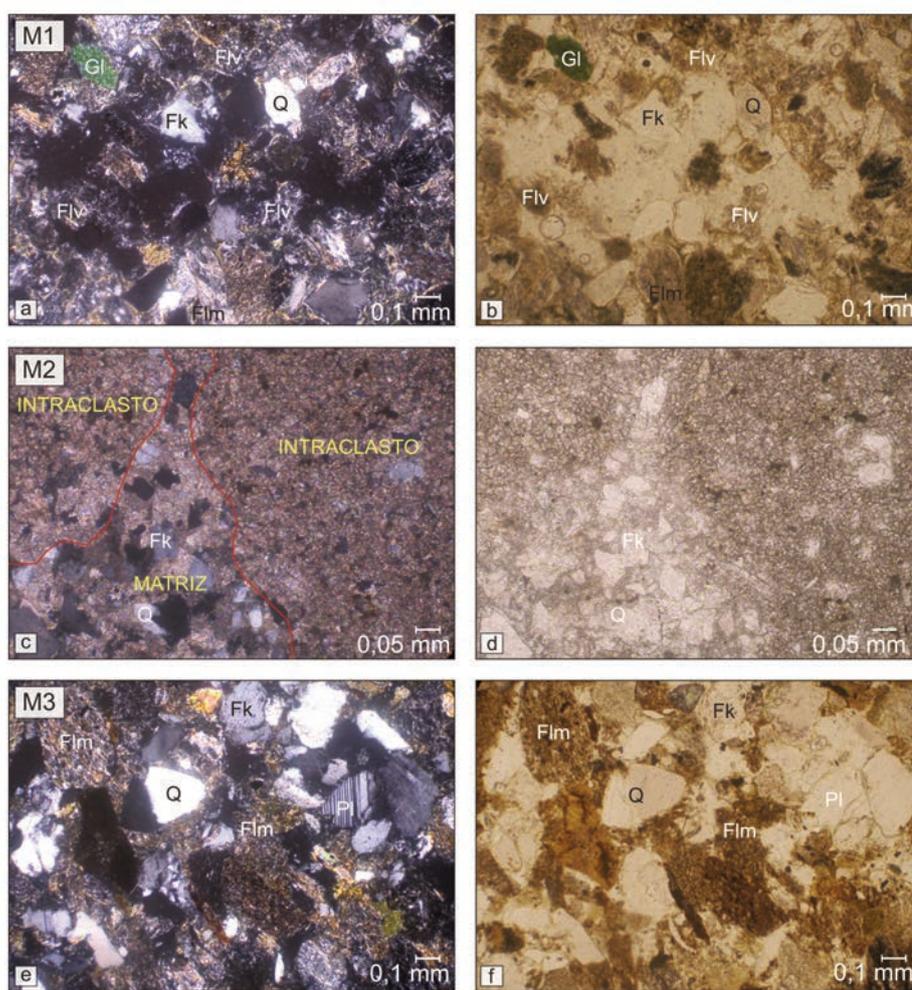


Figura 8: Secciones delgadas al microscopio de tres niveles de interés que conforman las Capas del Cabo Ladrillero superior. Véase ubicación en Figura 3, indicadas como M1 M2 y M3. M1: Arenita lítica volcánica, con aumento de 10X. a) Con nicols cruzados. b) Sin nicols cruzados. Se observa la textura, la fábrica, la esfericidad y las características generales de los clastos. c) *Packstone*, con aumento de 20X. Con nicols cruzados. d) Sin nicols cruzados. Se destaca la fracción clástica carbonática y terrígena, y la recristalización esparítica. e) M3: Arenita lítica (filoarenita), con aumento de 10X. Con nicols cruzados. f) Sin nicols cruzados. Se observa la textura clasto sostén de la roca y las características generales de los granos.

co (?), con la depositación sucesiva de los subambientes de prodelta (Asociación de facies II), frente deltaico distal (Asociación de facies III) y sistema distributivo (Asociación de facies IV).

DEPOSITACIÓN SINTECTÓNICA: DIQUES CLÁSTICOS

Marco conceptual

Los diques clásticos pueden emplazarse como filones capa o cortar perpendicular u oblicuamente a la estratificación (Allen 1982). Se forman cuando una capa de

arena se licuefacta, y la mezcla de agua y sedimento invade las fisuras presentes en las capas sobreyacentes confinantes, de grano fino e impermeable (Obermeier 1998). Teniendo en cuenta su génesis y asumiendo que la edad de las capas afectadas por estas estructuras representa el momento en que ocurre la deformación, se considera que el estudio de las mismas es muy útil para analizar los campos de esfuerzos en un determinado período y así establecer una evolución tectónica (e.g. Ghiglione 2002).

Debe existir un factor disparador, como por ejemplo un sismo, que genere el au-

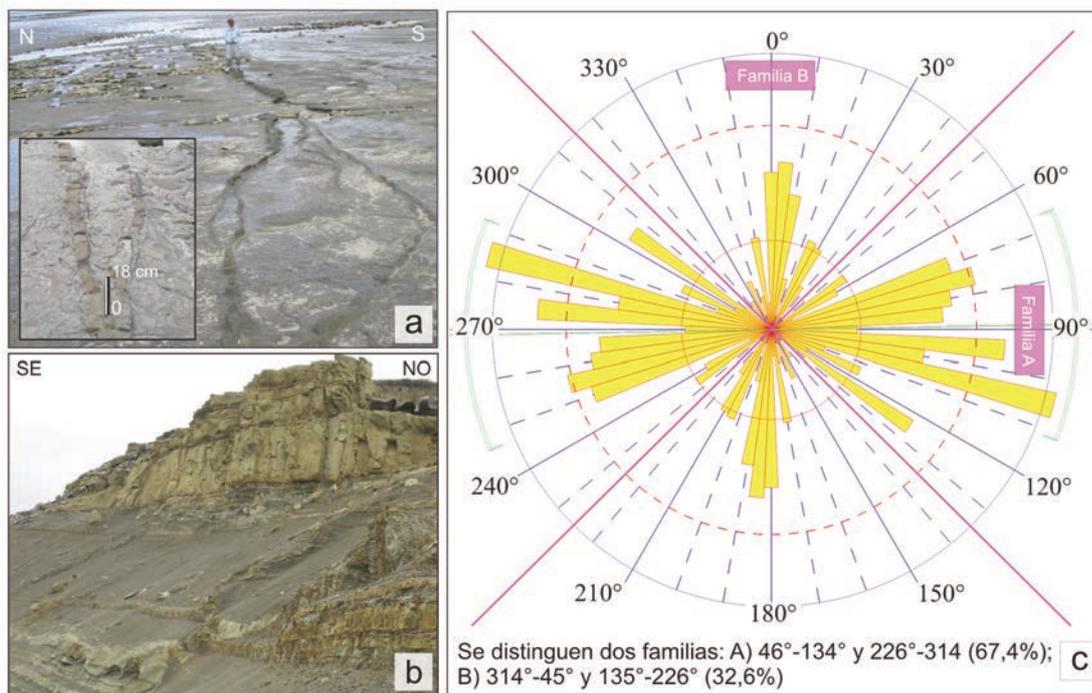


Figura 9: a) Detalle de los diques clásticos que afloran en la plataforma de abrasión marina. b) Diques aflorantes en los acantilados del cabo Ladrillero. c) Gráfico de rosetas realizado con el software SSWIN que corresponde a la representación de los diques clásticos aflorantes en las Capas del cabo Ladrillero. Se muestran los azimut de las 160 intrusiones medidas sopesando los espesores de las mismas.

mento de presión o del esfuerzo de cizalla como para que se produzca el colapso de la fábrica que existe entre los granos. Además, los sedimentos prediagenizados deben estar sometidos a un sistema de esfuerzos que estará determinado por el régimen tectónico imperante.

Debido a un campo de esfuerzos activo, las intrusiones se disponen perpendicularmente a σ_3 (esfuerzo mínimo), como fracturas extensionales (Suppe 1985). De esta forma, cuando σ_1 (esfuerzo máximo) y σ_2 (esfuerzo medio) sean verticales, se formarán diques también verticales. En cambio, cuando σ_3 sea vertical se generarán filones capa (Suppe 1985). Cuando existen fracturas conjugadas, σ_1 bisecta el ángulo formado entre ambos juegos de fracturas (por lo general mayor a 60°), la bisectriz obtusa es σ_3 y la intersección de ambos juegos coincide con σ_2 (Dunne y Hancock 1994). Se ha demostrado que si a una lámina de arcilla se le impone una cizalla paralela a sus límites, se forman dos fracturas conjugadas denominadas R y R' (fracturas de cizalla de Riedel). R posee el mismo sentido que la cizalla principal impuesta y por eso se la llama sintética y se orienta a 15° del plano de cizalla. R', en cambio, es antitética,

y se encuentra aproximadamente a 75° del mismo. Estas fallas se asemejan a las fracturas conjugadas de Coulomb cuando la deformación no es demasiado grande. Con el aumento de la deformación, R rota desarrollándose un nuevo set de fracturas sintéticas denominadas P que se orientan a -10° del plano de cizalla impuesto, formando un ángulo de 85° con R' (Twiss y Moores 1992).

Análisis de datos

En la sucesión analizada se reconocieron numerosos enjambres de diques clásticos, tanto en los acantilados como en la plataforma de abrasión marina (Figs. 10a-b). En este trabajo, se han estudiado las intrusiones que afloran sobre la plataforma de abrasión marina y cuya exposición en el plano horizontal permitió obtener los mejores datos de azimut (160 mediciones en total), aunque esto dificultó la obtención de datos de inclinación por lo que fueron clasificados como subverticales. Para este análisis se midieron también los espesores y espaciamiento de los diques clásticos. Estos valores fueron graficados en un diagrama de rosetas, donde el grado de influencia de cada dique se consideró proporcional a su espesor. Las prin-

cipales familias de orientaciones preferenciales se indican en la figura 9c.

Se caracterizan por presentar geometría tabular (Figs. 9a-b) y por disponerse perpendicularmente a la estratificación (Figs. 9a-b), aunque pueden encontrarse algunos paralelos a la misma o con inclinaciones variadas. Litológicamente, se trata de areniscas medias, con selección moderada a buena, contactos netos con la roca de caja y espesores que varían entre 0,5 y 30 cm a lo largo del rumbo.

Se distinguen dos familias con un rango de orientaciones preferenciales, separadas por intervalos de aproximadamente 10° de apertura sin presencia de diques (Fig. 9c): la familia A con preferencia en el intervalo 46° - 134° y 226° - 314° , y la familia B que cubre los intervalos 314° - 45° y 135° - 226° (Figs. 10a-b).

La familia A representa el 67,4% de los diques medidos, con un azimut preferencial E-O y moda en los 92° . El espesor varía entre 1 y 30 cm, sumando 581 cm en total (Fig. 10a). La familia B representa el 32,6% de la población medida y se orienta con un azimut medio de 6° . En este caso, la suma de los espesores es de 281 cm, con un rango de entre 1 y 15 cm. De las observaciones realizadas se desta-

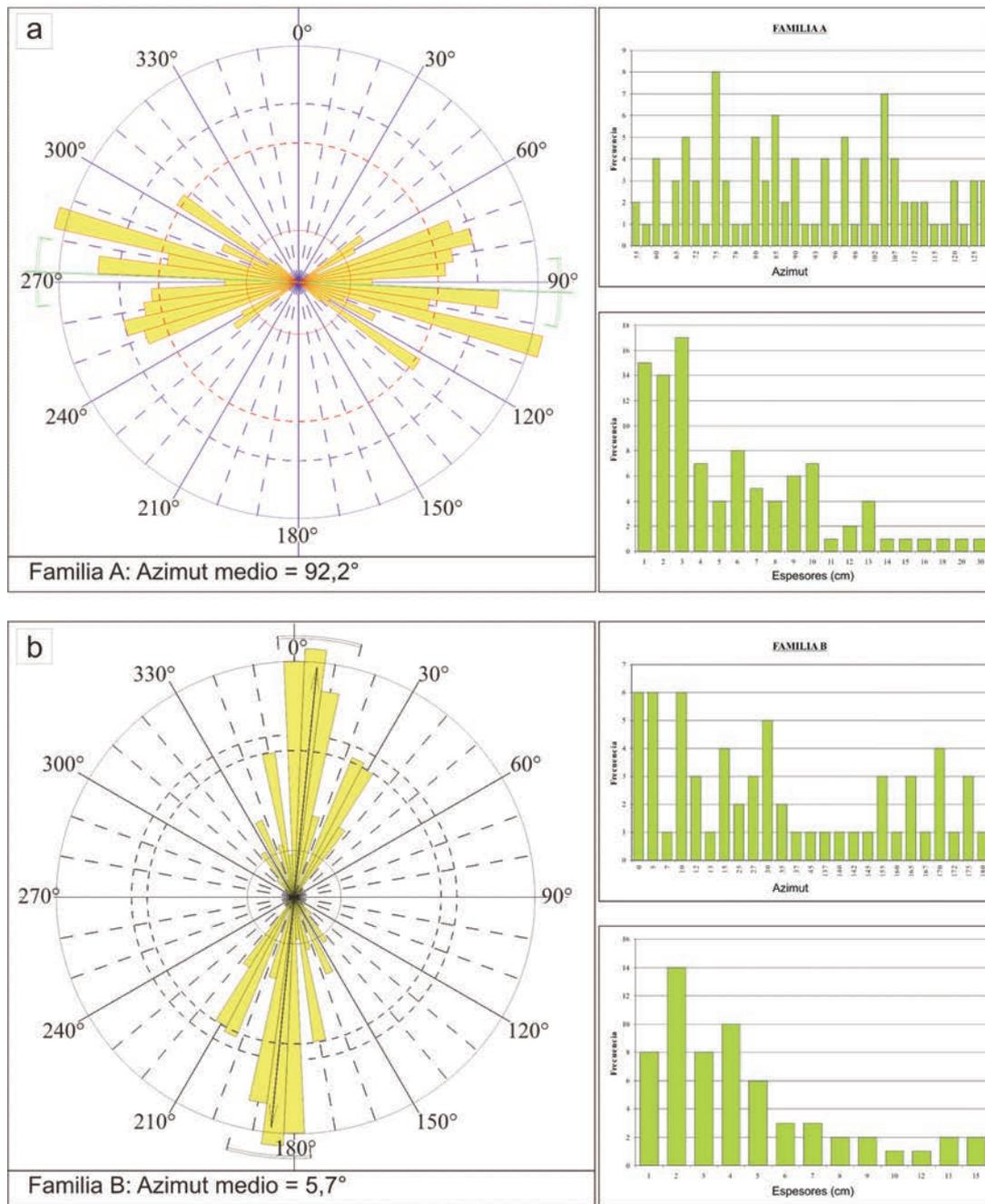


Figura 10: a) Gráfico de rosetas donde se muestran los azimut de la Familia A. Se tomó el espesor como peso significativo. El azimut medio posee un valor de 92°, con un error estándar de 3,9° y un intervalo de confianza al 95% de 7,6°. El gráfico de barras muestra las frecuencias de los azimut y espesores de la Familia A destacándose los valores más significativos. b) Gráfico de rosetas donde se muestran los azimut de la Familia B. Se tomó el espesor como peso significativo. El azimut medio posee un valor de 6°, con un error estándar de 4,7° y un intervalo de confianza al 95% de 9,3°. El gráfico de barras muestra las frecuencias de los azimut y espesores de la Familia B, destacándose los valores más significativos.

ca que la familia A posee espesores mayores con más frecuencia que la familia B (Fig. 10b) y que el ángulo que forman las mismas es de 86°.

Interpretación: El alto grado de alineación que presentan los diques clásticos sugiere que éstos se intruyeron bajo la influencia de un régimen tectónico activo. Las dos orientaciones preferenciales de fracturación de las capas del Cabo Ladrillero, que han permitido el ascenso por li-

cuefacción de la arena, podría considerarse como fracturas de cizalla de Riedel R y R', causadas por la imposición de un sistema transcurrente de orientación ONO (Figs. 11a-b). El esfuerzo principal máximo σ_1 sería la bisectriz entre R y R', disponiéndose horizontalmente y con una orientación NE, mientras que el esfuerzo principal mínimo σ_3 , la bisectriz obtusa también dispuesto horizontalmente y con orientación NO. La separa-

ción que existe entre R y R' es mayor a 60°, que podría deberse a una deformación importante, continua y persistente en el tiempo.

La distribución de esfuerzos obtenida en el elipsoide, donde los esfuerzos compresivos máximos y mínimos se encuentran horizontales y el esfuerzo compresivo intermedio es vertical, se correspondería con un sistema de fallas de tipo transcurrente. Existen otras evidencias que sustentan

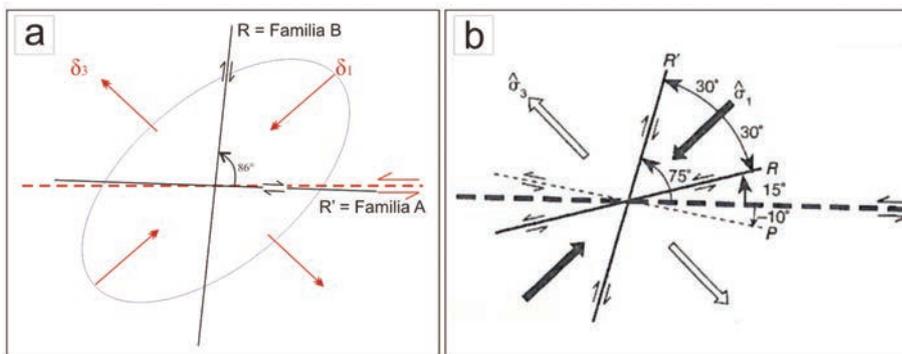


Figura 11: a) Modelo de esfuerzos reinantes en el Mioceno inferior del cabo Ladrillero. Se muestran las dos direcciones de fracturas preferenciales obtenidas a partir de la medición de diques clásticos. Según estas orientaciones se infirieron las posiciones de los esfuerzos máximo y mínimo que corresponderían a un sistema transcurrente levógiro, siguiendo el modelo de Twiss y Moore (1992). b) Modelo de transcurrentencia de Twiss y Moore (1992). Interpretación de las fracturas R y R' (el plano de cizalla impuesto es el de máximo esfuerzo de cizalla, orientado a 45° del esfuerzo compresivo máximo).

que para el Mioceno inferior habría existido en este sector de la cuenca un proceso de sedimentación en un ambiente tectónicamente activo, tales como los lineamientos y las fallas sinsedimentarias identificadas en imágenes satelitales (Fig. 11c), en trabajos previos (Fig. 11c - Ghigliione 2002) y a través del estudio de la geometría de los bancos en el panel sedimentario desarrollado contiguo al cabo Ladrillero (Figs. 4 y 5). Según lo observado, la geometría resultante de los bancos hace referencia a cuerpos canalizados, que podrían estar controlados por labios hundidos de pequeñas fallas normales que permitieron el establecimiento de un corredor sedimentario como se ha mencionado en la interpretación paleoambiental.

DISCUSIÓN GENERAL

Sobre la base del análisis de los datos de campo y la posterior interpretación tanto sedimentológica como de los rasgos estructurales de este trabajo, puede decirse que difieren ligeramente de algunas de las interpretaciones previas existentes de la zona como se ha mencionado oportunamente.

La sucesión estudiada ha sido interpretada como perteneciente a un sistema progradante, deltaico y desarrollado en una plataforma, antes que en un ambiente marino profundo y por debajo del límite

de compensación del carbonato de calcio. La interpretación de un ambiente marino profundo antes que a la información sedimentológica, es el resultado de una cuestionable correlación de los datos obtenidos en el cabo San Pablo por Malumíán y Olivero (2006) y su extrapolación al cabo Ladrillero. Por esta razón, no es extraño el desarrollo de niveles carbonáticos, restos de carbón, restos vegetales e icnofósiles que son eubatiétricos o han sido recientemente asignados a un ambiente marino somero con abundante materia orgánica y restricción en la circulación (e.g. Olivero y López Cabrera 2010, Olivero *et al.* 2010). La ausencia de depósitos turbidíticos que no muestran las características de arreglos dominados por flujos turbulentos como la ausencia de laminación ondulítica escalonada (*climbing*), la falta de superficies de erosión, estructuras gradadas (e.g. Mutti y Normark 1991), muestran la ausencia de arreglos de Bouma típicos y un predominio de bancos masivos. Tampoco se hallaron rasgos característicos de flujos hiperpícnicos, como el patrón de gradación inversa en la parte inferior y normal en la parte superior, las superficies de erosión y las variaciones horizontales y verticales de las estructuras sedimentarias (Normark y Piper 1991, Mutti *et al.* 1996, Mutti *et al.* 1999). Aunque otros autores han encontrado grafoglíptidos (*Paleodictyon minimum*), debe

considerarse que estos no necesariamente indican ambientes profundos, ya que han sido encontrados, también, en ambientes someros en cuencas mesozoicas de Irán (Fürsich *et al.* 2007) y recientemente se han utilizado para indicar ambientes de plataforma para registros del Cenozoico de Tierra del Fuego (Olivero *et al.* 2010) aunque esta interpretación batimétrica no ha sido ampliamente aceptada hasta el presente y se requieren de otros registros.

Las interpretaciones propuestas en este trabajo son compatibles con aquellas de subsuelo realizadas por Galeazzi (1998), quien indicó que los depósitos del Mioceno de la cuenca Austral-Malvinas rellenan un depocentro asimétrico donde las secuencias superiores incluyen ambientes de plataforma relacionados con la progradación de frentes deltaicos, y parcialmente coincidentes con Ghigliione *et al.* (2002a) y Ponce *et al.* (2008).

Estructuralmente, los estratos que conforman las capas del Cabo Ladrillero se hallan afectados por fallas sinsedimentarias. Estas superficies cortan a los bancos y la sedimentación posterior genera relaciones de *onlap* que, en algunos casos, se hallan asociadas a notorios cambios en el espesor de los mismos y paleodirecciones de flujo que se modifican cuando ellas no están activas indicando control en la distribución de sedimentos. En trabajos anteriores estos rasgos fueron interpretados como discordancias producidas por colapsos gravitatorios (Ghigliione *et al.* 2002a) y como clinofomas en un sistema progradante hacia el noreste (Ponce *et al.* 2008). Los datos de campo analizados en esta contribución, permitieron relacionar a estas geometrías con fallamiento sinsedimentario de pequeña magnitud, que habría gatillado colapsos gravitacionales no necesariamente vinculados con la progradación autocíclica de un frente deltaico. Esta conclusión es comparable con ejemplos mundiales de cuencas donde los diques clásticos y los bancos de areniscas deformados, con estructuras sedimentarias tipo *flame* y laminación convoluta, se encuentran cercanos a fallas sinsedimen-

tarias pequeñas, lo cual sugiere que tienen una relación genética con las mismas ya que en su conjunto indican movilizaciones y sedimentación muy rápida (Sims 1975, Fortuin y Dabrio 2008, Callot *et al.* 2009). Según Fortuin y Dabrio (2008), estas estructuras podrían estar inducidas por sismos en ambientes tectónicamente activos y por variaciones en el aporte. Este hecho es concordante con lo observado en la zona de estudio, donde las intrusiones de arena parecen cercanas a fallas sinsedimentarias y a escarpas como lo ha sugerido Seilacher (1969 y 1984). Aunque debe considerarse que las tormentas y las removilizaciones gravitatorias (propias de ambientes someros) pueden causar también, bancos de areniscas deformados (Sims 1975), no sería el caso aquí analizado donde no hay evidencias de oleaje de tormenta.

Schmitt (1991) y Ghiglione (2002) han probado que los diques clásticos son debidos a disparadores sísmicos y han concluido que los esfuerzos dominantes habrían correspondido a un sistema transcurrente sinistral. Los sismos gatillados, estarían relacionados con el movimiento transtensivo de bloques generados por la zona de falla Magallanes-Fagnano (Schmitt 1991, Diraison *et al.* 2000, Lodolo *et al.* 2003) y con otras fallas menores como la escarpa de falla Desdémona, observable a escala satelitaria y en fotografías aéreas (Ghiglione 2003).

En este trabajo, se destaca que las intrusiones de arena se habrían producido bajo un régimen tectónico transcurrente con actividad sísmica activa durante el Mioceno inferior, en concordancia con las contribuciones mencionadas anteriormente.

CONCLUSIONES

El estudio detallado de las capas del Cabo Ladrillero permitió realizar interpretaciones sedimentológicas, de relaciones estratigráficas, estructurales y tectónicas acerca de las sucesiones cuspidales que rellenan este sector de la cuenca Austral. Las capas del Cabo Ladrillero superior se habrían formado inicialmente a partir de

flujos gravitatorios, generados por el colapso y resedimentados sobre la plataforma y gatillados por actividad tectónica. Posteriormente se habría instaurado, en un ambiente marino por encima de la lisóclina, un sistema deltaico progradante hacia el noreste. El área de aporte de sedimentos correspondería a rocas ígneas ácidas, metamorfitas de alto grado y sedimentos retrabajados transportados desde la Cordillera Fueguina y sedimentos previos.

El análisis de los diques clásticos, de las geometrías de los bancos y de las capas deformadas por licuefacción permitió obtener un modelo de esfuerzos para el Mioceno inferior y concluir que el régimen tectónico imperante durante este período habría sido transtensivo y estaría relacionado con la dinámica de la zona de falla Magallanes-Fagnano.

Finalmente se enfatiza la existencia de dificultades relacionadas con la utilización de esquemas estratigráficos basados en el contenido de foraminíferos y una correlación poco precisa. Asimismo, los icnofósiles e interpretaciones recientes no son contradictorias con un ambiente somero, por encima de la línea de compensación del carbonato de calcio y otras causas deberían explorarse relacionadas con la ausencia y disolución de foraminíferos posiblemente vinculada a la circulación de fluidos diagenéticos teniendo en cuenta la poca matriz presente en los depósitos estudiados.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a los colegas que han colaborado con valiosas sugerencias durante la realización de este trabajo y a Repsol-YPF y la FCEN-UBA con la que se financiaron los trabajos de campo. Agradecemos a los revisores que mejoraron el trabajo y al que no completó con la revisión, lamentamos la posibilidad de brindarnos su segura excelencia. Esta es la contribución R 64 del Instituto de estudios Andinos "Don Pablo Groeber" IDEAN (UBA-CONICET).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R.L. 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 663 p. Elsevier, New York.
- Barker, P.F., Dalziel, I.W.D. y Storey, B.C. 1991. Tectonic development of the Scotia Arc region. En Tingley, R.J. (ed.) *The Geology of Antarctica* 6: 215-248, Clarendon Press, Oxford.
- 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, A. y Home-wood, P. (eds.) *Foreland Basins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 8: 41-61, Blackwell Scientific Publications, London.
- Borrello, A.V. 1962. Sobre los diques clásticos de Tierra del Fuego. *Revista del museo de la Plata, Geología* 32: 155-191.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R. y De Wit, M.J. 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano tectonic and back arc basin in Southernmost South America. *Earth Planetary Science Letters* 41: 32-46.
- 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: 109-124.
- Callot, P., Odonne, F., Debros, E., Maillard, A., Dhont, D., Basile, C. y Hoareau, G. 2009. Three-dimensional architecture of submarine slide surfaces and associated soft-sediment deformation in the Lutetian Sobrarbe deltaic complex (Ainsa, Spanish Pyrenees). *Sedimentology* 56: 1226-1249.
- Cunningham, W.D. 1994. Uplifted ophiolitic rocks on Isla Gordon, southernmost Chile: implications for the closure history of the Rocas Verdes marginal basin and the tectonic evolution of the Beagle Channel region. *Journal of South American Earth Sciences* 7: 135-147.
- Cunningham, D. W., Dalziel, I. A. W., Tung-Yi, L. y Lawver, L.A. 1995. Southernmost South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. *Journal of Geophysical Research* 100(B5): 8257-8266.

- Dalziel, I.W.D., De Wit, M.F. y Palmer, K.F. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 50: 291-294.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. y Gutiérrez-Pleimling, A. 1997. Neogene tectonics within the Magellan basin. Simposio Bolivariano, Memorias 1: 1-14, Cartagena de Indias.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Gapais, D., Rossello, E.A. y Le Corre, C. 2000. Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics* 316: 91-119.
- Dott, R.H.Jr. y Smith, C.H.L. 1982. Relationship of late Mesozoic and early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia Arc. En Craddock C., (ed.) *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin: 193-202, Madison.
- Dunne, W.M. y Hancock, P. L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. En Hancock, P. (ed.) *Continental deformation*. Pergamon Press, p. 101-120, New York.
- Fortuin, A.R. y Dabrio, C.J. 2008. Evidence for late Messinian seismites, Nijar Basin, southeast Spain. *Sedimentology* 55: 1595-1622.
- Fürsich, F.T., Taheri, J. y Markus, W. 2007. New occurrences of the trace fossil *Paleodictyon* in shallow marine environments: Examples from the Triassic-Jurassic of Iran. *Palaio* 22(4): 408-416.
- Galeazzi, J.S. 1998. Structural and stratigraphic evolution of the Western Malvinas basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 82: 596-636.
- Ghiglione, M.C. 2002. Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno Inferior de la Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 103-118.
- Ghiglione, M.C. 2003. Estructura y evolución tectónica del Cretácico-Terciario de la costa atlántica de Tierra del Fuego. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, inédito, 196 p., Buenos Aires.
- Ghiglione, M.C. y Ramos, V.A. 2005. Progression of deformation and sedimentation in the southernmost Andes. *Tectonophysics* 405: 25-46.
- Ghiglione, M.C., Ramos, V.A. y Cristallini, E.O. 2002b. Estructura y estratos de crecimiento en la faja plegada y corrida de los Andes Fueguinos. *Revista Geológica de Chile* 29: 17-41.
- Ghiglione, M.C., Yagupsky, D., Ghidella, M. y Ramos, V.A. 2008. Continental stretching preceding the opening of the Drake Passage: Evidence from Tierra del Fuego. *Geology* 36: 643-646.
- Ghiglione, M.C., Aguirre-González, A. y Olivero, E.B. 2002a. Frente deltaico mioceno de Tierra del Fuego: facies, geometría y control tectónico. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 643, El Calafate.
- Hanson, R.E. y Wilson, T.J. 1991. Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal Basin, southern Andes, Chile and Argentina. En Harmon, R.S. y Rapela C. (eds.) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America Special Paper 265, 27 p.
- Hervé, F., Nelson, E., Kawashita, K. y Suárez, M. 1981. New isotopic ages and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, southernmost Chilean Andes. *Earth Planetary Sciences Letters* 55: 257-265.
- Klepeis, K.A. 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13: 882-904.
- Klepeis, K.A. y Austin, J.A. 1997. Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes. *Tectonics* 16: 755-776.
- Kraemer, P.E. 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 731-748.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A. y Lippai, H. 2003. Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics* 22: 1076-1101.
- López Cabrera M.L., Olivero, E.B., Ponce J.J. y Carmona, N. 2008. Cenozoic trace fossils from the *Cruziana*, *Zoophycos* and *Nereites ichnofacies* from the Fuegian Andes, Argentina.. *Ameghiniana* 45: 377-392.
- Malumíán, N. y Olivero, E.B. 2006. El Grupo Cabo Domingo, Tierra del Fuego, Argentina: Bioestratigrafía, paleoambientes y acontecimientos del Eoceno-Mioceno marino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 139-160.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B. y Palamarczuk, S. 1998. Conglomerados del Paleógeno en Tierra del Fuego: Evidencias de discordancia entre el Cretácico Superior (Paleoceno) y el Eoceno de Cuenca Austral. En Casadío, S. (ed.) *Paleógeno de América del sur y de la Península Antártica Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial* 5: 129-136.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. En Miall, A.D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geology, *Memories* 5: 597-604.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., Cañas Inochet, M.T. y Reinemud, J.A. (eds.) *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences Series* 11: 59-90.
- Mutti, E. y Normark, W.R. 1991. An integrated approach to the study of turbidite systems. En Weimer, P. y Link, M.H. (eds.) *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite*. Springer-Verlag: 75-106, Nueva York.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R. y Zavala, C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche, Università di Padova* 48: 233-291, Padova.
- Mutti, E., Tinterri, R., Remacha, E., Mavilla, N., Angella, S. y Fava, L. 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series* 39, 96 p.
- Natland, M.L., González, P.E. y Cañón, A. 1974. A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *Geological Society of America, Memoir* 139: 1-126.
- Nelson, E.P. 1982. Post tectonic uplift of the Cordillera Darwin Orogenic Core Complex: evidence for fission track geochronology and closing temperature time relationships. *Journal of Geological Society* 139: 755-761.
- Normark, W.R. y Piper, D.J.W. 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. En Osborne, R.H. (ed.) *From Shoreline to Abyss: Society Economic Paleontologist and Mineralogists, Special Publication* 46: 207-230.

- Obermeier, S.F. 1998. Seismic liquefaction features: examples from paleoseismic investigations in the continental United States. U.S. Geological Survey, Open - File Report: 98-488, <http://pubs.usgs.gov/openfile/of98-488/>, 60 pp.
- Olivero, E.B. y López Cabrera M.I. 2010. *Tasselia ordamensis*: a biogenic structure of probable deposit-feeding and gardening of maldanid polychaetes. *Palaeogeography, Palaeogeography, Paleocology* 292: 336-348.
- Olivero, E.B. y Malumián, N. 2002. Upper Cretaceous-Cenozoic clastic wedges from the Austral-Malvinas foreland basins, Tierra del Fuego, Argentina: Eustatic and Tectonics controls. 3° European Meeting on the Paleontology and Stratigraphy of Latin America (EMPSLA), Actas: 6-9, Toulouse, Francia.
- Olivero, E.B. y Malumián, N. 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta* 6: 5-18.
- Olivero, E.B. y 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* 70: 272-274.
- Olivero, E.B. y Martinioni, D.R. 1996b. Sedimentología de las formaciones Lemaire y Yahgán (Jurásico-Cretácico). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 45-59, Buenos Aires.
- Olivero, E.B. y Martinioni, D.R. 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 175-188.
- Olivero, E.B., López Cabrera, M.I., Malumián, N. y Torres Carbonell, P.J. 2010. Eocene graptolites from shallow-marine, high energy, organic rich, and bioturbated turbidites, Fuegian Andes, Argentina. *Acta Geologica Polonica* 60: 77-91, Warszawa.
- Ponce J.J. y Carmona N. 2011. Coarse-grained sediment waves in hiperpynal clinoform systems, Miocene of the Austral foreland basin, Argentina. *Geology* 39: 763-766.
- Ponce, J.J., Olivero, E.B. y Martinioni, D.R. 2005. Estratigrafía y facies sedimentarias del Oligoceno-Mioceno Medio de la Cuenca Austral de Tierra del Fuego, Argentina. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas: 137-138, La Plata.
- Ponce, J.J., Olivero, E.B. y Martinioni, D.R. 2008. Upper Oligocene-Miocene clinoforms of the foreland Austral Basin of Tierra del Fuego, Argentina: sequence stratigraphy and architecture of the foredeep deposits. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 36-54.
- Ramos, V. A. y Aleman, A. 2000. Tectonic Evolution of the Andes. En Milani, E. J. y Thomaz Filho, A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31° International Geological Congress, pp, 635-685, Río de Janeiro.
- Ramos, V.A., Haller, M.J. y Butron, F. 1986. Geología y evolución tectónica de las islas Barnevelt, Atlántico Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 137-159.
- Schmitt, K.R. 1991. Sandstone intrusions in the Andina fold-thrust belt (51°-54° S): implications for the paleohydrogeologic evolution of the southernmost Andes. PhD thesis, Columbia University (unpublished), 263 p, Columbia.
- Seilacher, A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13: 155-159.
- Seilacher, A. 1984. Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Marine Geology* 55: 1-12.
- Sims, J.D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 29: 141-152.
- Suppe, J. 1985. *Principles of Structural Geology*. Prentice-Hall, 537 p., New Jersey.
- Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B. y Dimieri, L.V. 2008a. Structure and evolution of the Fuegian Andes foreland thrust-fold belt, Tierra del Fuego, Argentina: paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 25: 417-439.
- Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B. y Dimieri, L.V. 2008b. Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Magallanes-Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 35: 63-77.
- Tudisca, E.P. 2009. Estudio sedimentario y estructural del cabo Ladrillero, cuenca Austral, Tierra del Fuego. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, inédito, 199 p., Buenos Aires.
- Tudisca, E.P. y Pazos, P.J. 2008. Sedimentación sintectónica con evidencias distensivas en el Mioceno del cabo Ladrillero, Cuenca Austral, Tierra del Fuego. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas: 158-159, San Salvador de Jujuy.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M. 1992. *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, 532 p., Nueva York.
- Winslow, M.A. 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. En Craddock, C. (ed.) *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press: 143-154, Madison.
- Winslow, M.A. 1983. Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. *Geological Society of America Bulletin* 94: 1073-1080.
- Zavala, C., Ponce J.J., Drittanti, D., Arcuri, M., Freije, H. y Asencio, M. 2006. Ancient lacustrine hiperpicnites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 76: 41-59.

Recibido: 7 de junio, 2011.

Aceptado: 29 de diciembre, 2011.