

## **Estratigrafía, petrografía sedimentaria y procedencia de las formaciones Sobral y Cross Valley (Paleoceno), isla Marambio (Seymour), Antártica**

**Sergio Marensi<sup>1</sup>, Sergio Santillana<sup>2</sup>, Mauro Bauer<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Instituto Antártico Argentino, Universidad de Buenos Aires y CONICET, Cerrito 1248, Buenos Aires (1010), Argentina.  
smarensi@dna.gov.ar

<sup>2</sup> Instituto Antártico Argentino y Universidad de Buenos Aires, Cerrito 1248, Buenos Aires (1010), Argentina.  
ssantillana@dna.gov.ar

<sup>3</sup> Total Austral, Moreno 877, Buenos Aires (1091), Argentina.  
mauger80@hotmail.com

---

**RESUMEN.** Las formaciones Sobral y Cross Valley (Paleoceno) están limitadas por discordancias y constituyen parte del relleno cuspidal de la cuenca James Ross, extremo NE de la Península Antártica. Ambas presentan discontinuidades internas que permiten subdividir las en alomembros. La Formación Sobral representa sedimentación silicoclástica de plataforma marina durante al menos dos ciclos regresivos-transgresivos. La Formación Cross Valley rellena un valle angosto con depósitos volcanoclásticos de relleno de valle inciso con canales estuarinos que rematan en depósitos de planicie deltaica. Las areniscas de la Formación Sobral son feldarenitas líticas y litoarenitas feldespáticas, las de la Formación Cross Valley son litoarenitas feldespáticas y litoarenitas (volcánicas). Su estudio composicional sugiere un progresivo incremento en el aporte desde un arco volcánico que habría incrementado su actividad durante el Daniano cesando hacia el Thanetiano superior. La variación composicional de las areniscas permitió diferenciar dos petrofacies (S y CV respectivamente) con dos subpetrofacies (S I, S II, CV I y CV II). Estas sugieren un control de los ambientes sedimentarios sobre las modas detríticas e interferencia con la señal de procedencia. La alta proporción de cuarzo y glauconita en algunas unidades puede relacionarse con superficies de erosión, el retrabajo de unidades subyacentes cortadas por dichas superficies y/o con ambientes depositacionales de mayor energía. Los componentes volcánicos y metamórficos se relacionan con el área de procedencia. Se postula la superposición de dos fuentes predominantes de detritos, una extra y otra intracuencal. La primera representa la denudación de un arco volcánico episódicamente activo, con exposición de sus raíces plutónicas y metamórficas, ubicado en la actual península Antártica. Esta fuente se caracteriza por aportar los fragmentos líticos volcánicos y en menor medida metamórficos con porcentajes variables de cuarzo y feldespatos. La representación de estas rocas en los diagramas de procedencia indican orógenos reciclados (y mezcla) durante los períodos de mayor denudación y arcos disectados a no disectados luego de episodios de vulcanismo activo. El alto porcentaje de cuarzo en algunas secciones señala el enriquecimiento en fragmentos resistentes a partir del retrabajo de las sedimentitas subyacente favorecido por el carácter friable de las mismas y/o el desarrollo de ambientes de sedimentación de alta energía y/o baja velocidad de soterramiento.

*Palabras clave:* Estratigrafía, Procedencia, Paleoceno, Formación Sobral, Formación Cross Valley, Cuenca James Ross, Antártica.

**ABSTRACT. Stratigraphy, sedimentary petrology and provenance of the Sobral and Cross Valley formations (Paleocene), Marambio (Seymour) Island, Antarctica.** The unconformity bounded Paleocene Sobral and Cross Valley formations represent part of the uppermost infill of the James Ross Basin of northeastern Antarctic Peninsula. Both units have been subdivided into allomembers since they also present internal unconformities. The Sobral Formation represents silicoclastic sedimentation on a marine shelf during at least two transgressive-regressive cycles. The Cross Valley Formation fills in a narrow valley with volcanoclastic deposits representing an incised valley system with estuarine and subsequent deltaic facies. Sandstones of the Sobral Formation are feldspathic litharenites and lithic arkoses while those of the Cross Valley Formation are feldspathic litharenites to litharenites (volcanic). The sandstone composition (petrofacies) of the Sobral and Cross Valley formation suggest provenance from a dissected volcanic arc that increased its activity during the Danian but decline again towards the late Thanetian. A detailed analysis of the sandstone compositional trends allowed to differentiate two petrofacies (S and CV) and two sub-petrofacies (S I, S II, CV I and CV II respectively). The sub-petrofacies suggest a control from the sedimentary environments upon the detrital modes and their interference with the true provenance signal. The increase in quartz and glauconite in some units may be related to the unconformities and reworking of the underlying sedimentary units as well as development of high energy environments. On the other hand, volcanic, plutonic and metamorphic rock fragments are related to the provenance area. The overlap of two main sources of sediments, one from the basin edge and other within the basin is then envisaged. The first one represents the unroofing of a volcanic arc located at the present day position of the Antarctic Peninsula. This source shed volcanic rock fragments and minor metamorphic rock fragments with variable amount of quartz and feldspars. This composition plots within the recycled orogen and dissected arc fields of the provenance diagrams representing periods of arc inactivity and deep erosion and plots within the volcanic arc fields after times of volcanic activity. On the other hand, sandstones with high proportion of quartz recorded at specific levels within the sequence suggests breakdown of less resistant components and reworking of the loose underlying sedimentary rocks favoured by low sedimentary rates and/or in high energy environments.

*Keywords: Stratigraphy, Provenance, Paleocene, Sobral Formation, Cross Valley Formation, James Ross Basin, Antarctica.*

## 1. Introducción

Los primeros reconocimientos y trabajos geológicos de la isla Marambio se inician a comienzos del Siglo XX, aunque los estudios de detalle de la misma son mayormente llevados a cabo desde las últimas tres décadas de dicho siglo hasta la actualidad. En forma reciente un programa de mapeo detallado llevado a cabo en conjunto entre el Instituto Antártico Argentino y el Instituto Geológico y Minero de España ha permitido una revisión minuciosa de la estratigrafía de la isla que ha conducido a importantes descubrimientos sobre la génesis de las unidades sedimentarias aflorantes en la misma.

Hasta fines de la década de los 80 se consideraba que las unidades sedimentarias paleógenas conformaban cuerpos tabulares. Sin embargo, posteriormente se fue descubriendo que casi todas las unidades presentaban lenticularidad a diferentes escalas (desde estratos hasta formaciones). El estudio detallado y reinterpretación de estas unidades y sus discontinuidades limitantes, sobre la base de un análisis aloestratigráfico, ha sido llevado a cabo durante los últimos 15 años (Santillana y Marenssi, 1997; Santillana *et al.*, 2007; Montes *et al.*, 2007).

El análisis composicional del Cretácico Superior y Paleógeno de la Cuenca James Ross (del Valle *et al.*, 1992) indica que los detritos acumulados en esta cuenca se originaron en la Península Antártica, un arco volcánico Meso-Cenozoico asentado sobre una sucesión metasedimentaria del Paleozoico Superior (Rieske, 1990; Pirrie, 1994; Macellari, 1992; Marenssi *et al.*, 2002). Sin embargo, las areniscas del Paleógeno de esta cuenca han mostrado sistemáticamente un enriquecimiento en la participación de cuarzo monocristalino que ha originado incongruencias en las interpretaciones sobre el marco tectónico del área de procedencia basado en las modas detríticas de las areniscas. La alternancia de intervalos estratigráficos con petrofacies originadas en un arco volcánico con otros de procedencia de orógeno reciclado ha llevado a la interpretación de sucesivas etapas de descabezamiento (Pirrie, 1994) y reactivación del arco volcánico o al establecimiento de hipótesis alternativas debido al aporte de sedimentos intracuencales (Marenssi *et al.*, 2002).

El estudio composicional de areniscas es una herramienta muy útil para caracterizar el área de procedencia de los sedimentos (Dickinson and Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983). Sin embargo, ha quedado demostrado que otros factores tales como

los ambientes depositacionales, clima y diagénesis también pueden influir y modificar las modas detríticas de estas rocas (Garzanti, 1986; Espejo y López Gamundí, 1994; Suttner *et al.*, 1981; Suttner y Dutta, 1986). En sucesiones depositacionales con múltiples y profundas superficies de erosión como es el caso de la sucesión descrita en el presente trabajo y especialmente donde las rocas subyacentes nunca han alcanzado un grado de induración importante, el retrabajo de las unidades más antiguas de la cuenca puede jugar un papel preponderante en la composición final de los sedimentos (Marenssi *et al.*, 2002), llevando a interpretaciones erróneas sobre la geología y marco tectónico de las áreas fuente.

Este trabajo presenta en primer lugar una actualización de la estratigrafía y breve interpretación paleoambiental de las formaciones Sobral (Rinaldi *et al.*, 1978) y Cross Valley (Elliot y Trautman, 1982) como marco para el análisis petrográfico en donde se analiza la composición de sus areniscas y se propone una caracterización de las áreas de procedencia para las mismas.

## 2. Ubicación y marco geológico

La isla Marambio se ubica en el sector nororiental de la Península Antártica, aproximadamente a 100 km al sureste de su extremo norte en el mar de Weddell noroccidental (Fig. 1). En ella afloran las unidades cuspidales de la Cuenca James Ross (del Valle *et al.*, 1992) y la subcuenca septentrional de la Cuenca Larsen.

Esta cuenca se desarrolla sobre la plataforma continental al este del sector norte de la península Antártica, vinculada a la extensión litosférica jurásica durante los períodos iniciales del desmembramiento de Gondwana. La cuenca se inicia como un rift continental y evoluciona hacia una cuenca de trasarco (Hathway, 2000). Para el Cretácico Superior-Paleógeno las sedimentitas de la isla Marambio, se habrían acumulado sobre un margen pasivo (Pirrie, 1994; Marenssi *et al.*, 2002).

El relleno de la cuenca aflora principalmente en su sector norte en el grupo insular James Ross (islas James Ross, Vega, Cerro Nevado y Marambio, Fig. 2), donde las edades de las rocas varían desde kimmeridgianas a eocenas. El espesor del relleno sedimentario, estimado a partir de datos magnetométricos y gravimétricos (LaBrecque and Guidella, 1997) variaría entre 3.000 a 4.000 m en el Oeste, aumentando hacia el Este a unos 4.000 a 6.000 m,

llegando a un máximo de unos 10 a 12 km inmediatamente al Este del talud continental. El espesor en superficie se estima en 5 a 6 km (Hathway, 2000).

La cuenca presenta un basamento metamórfico compuesto por metasedimentitas de grado bajo a medio (metaareniscas y metapelitas con cantidades subordinadas de conglomerados, cuarcitas, chert, esquistos verdes y, más raramente, calizas) a las que se le asigna una edad carbonífera-triásica (Thomson *et al.*, 1983) o carbonífera superior-triásica (Smellie y Millar, 1995), denominado Grupo Trinity Península (GTP, Adie 1957). El grado de metamorfismo es bajo, pero va incrementándose hacia el sur donde se encuentran migmatitas y gneisses (Storey y Garret, 1985).

Según Hathway (2000) la evolución de esta cuenca puede ser diferenciada en cuatro secuencias correspondientes a los siguientes intervalos:

- Jurásico temprano-Kimmeridgiano
- Kimmeridgiano-Berriasiano
- Berriasiano-Barremiano
- Aptiano-Oligoceno

Por encima del basamento metamórfico, el Grupo Botany Bay (GBB, Farquharson, 1982a) de edad jurásica temprana se compone de conglomerados basales y, en menor medida, areniscas y pelitas asociadas a ambientes fluviales y lacustres. Por encima, el Grupo Volcánico Antarctic Peninsula (GVAP,

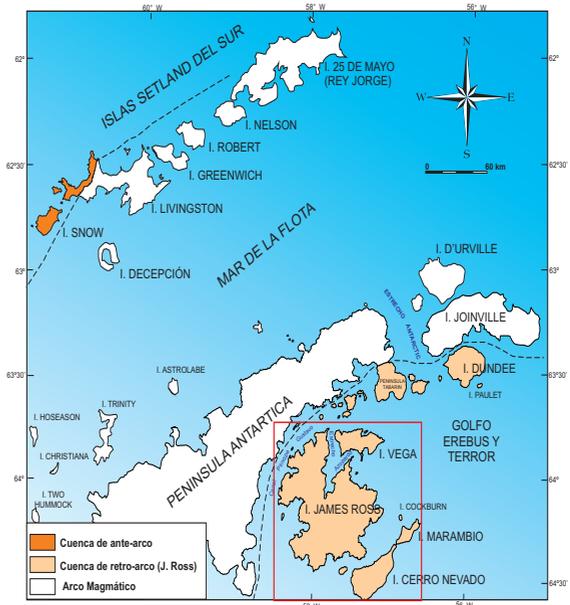


FIG. 1. Mapa de ubicación de la isla Marambio y geológico general del extremo norte de la Península Antártica.

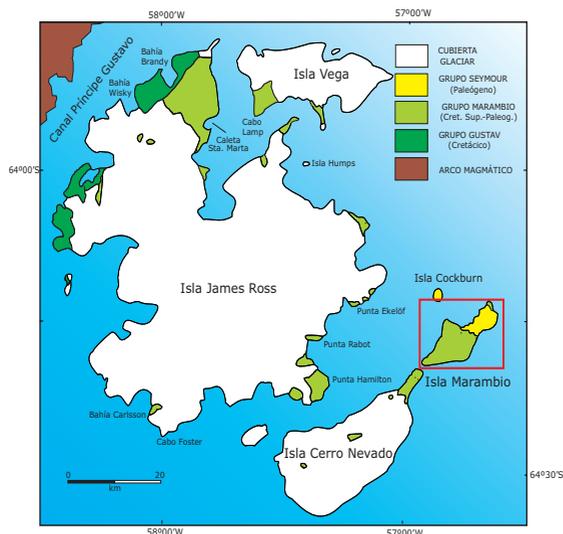


FIG. 2. Mapa geológico general de los afloramientos de la Cuenca James Ross.

Thomson, 1977) comprende una sucesión volcánica de carácter subaéreo, constituida fundamentalmente por ignimbritas de composición riolítica y vulcanitas ácidas a mesosilícicas, perteneciente al Jurásico medio (Riley y Leat, 1999).

La Formación Ameghino (Medina y Ramos, 1981), parcialmente equivalente a la Formación Nordenskjöld de Farquharson (1982a, 1982b, 1983a) de edad kimmeridgiana a berriasiana corresponde a los primeros sedimentos marinos de la cuenca, fundamentalmente fangolitas de ambiente anóxico con un alto contenido de radiolarios con intercalaciones de tobas (Del Valle, 1991).

Las rocas del Grupo Gustav (Ineson *et al.*, 1986) de edad aptiana-coniaciana (Riding y Crame, 2002) están expuestas a lo largo del margen oeste de la cuenca. Este Grupo se compone de las Formaciones Pedersen, Lagrelius Point, Kotick Point, Whisky Bay y Hidden Lake, las cuales forman una heterogénea sucesión de conglomerados, areniscas y pelitas de ambientes marinos profundos (Pirrie *et al.*, 1991).

Las sedimentitas del Grupo Marambio (Rinaldi, 1982) de edad santoniana a paleocena han sido divididas en las formaciones Santa Marta, Rabot, Snow Hill Island, Areniscas Haslung Crag (Olivero *et al.*, 2007), López de Bertodano y Sobral. Esta unidad compone una potente sucesión de areniscas y pelitas depositadas en ambientes de plataforma y transicionales. Finalmente, el Grupo Seymour Island (Elliot

y Trautman, 1982), de edad paleocena a oligocena, corresponde a la última unidad del relleno de la Cuenca James Ross. Está compuesto por las formaciones Cross Valley y La Meseta que comprenden sedimentitas depositadas dentro de valles incisos sobre una plataforma marina emergente.

En la isla Marambio afloran las unidades cuspidales del relleno de la Cuenca James Ross (formaciones Areniscas Haslung Crag, López de Bertodano, Sobral, Cross Valley y La Meseta) que representan una columna casi continua desde el Maastrichtiano al Eoceno, la que es intruida por diques basálticos post Oligocenos y cubiertos por un depósito glacial post Mioceno (Fig. 3). Las rocas del Grupo Marambio representan depósitos de ambientes marinos de aguas poco profundas. Durante el Daniano al Selandiano se registran depósitos estuáricos que gradan a marinos de plataforma (Formación Sobral). Sin embargo, las primeras unidades estuarinas en la cuenca se registran en el Maastrichtiano temprano (Olivero *et al.*, 2007). En el Paleoceno superior, se produce la erosión de profundos cañones y sobre la discordancia se depositan arenas y conglomerados volcanoclásticos de la Formación Cross Valley. El Paleoceno es también un tiempo de intenso vulcanismo. El relleno final de estos cañones se produce con facies de planicies deltaicas que al colmatar el espacio disponible se apoyan en paraconcordancia sobre las rocas del Grupo Marambio. A fines del Paleoceno, o más probablemente durante el Eoceno temprano, el levantamiento progresivo junto con el basculamiento y la erosión de las rocas del Grupo Marambio y de la Formación Cross Valley, producen una nueva incisión de la plataforma, superficie sobre la cual se renueva la depositación durante el Eoceno inferior hasta al menos el Eoceno tardío cusidal (Formación La Meseta), con sedimentos estuáricos y deltaicos influenciados fuertemente por la acción de las mareas y neríticos depositados en ambientes próximos al nivel de ola, los cuales yacen sobre los entonces denudados estratos del Paleoceno y del Cretácico cuspidal (Marenssi *et al.*, 2002).

### 3. Estratigrafía de las unidades analizadas

#### 3.1. Formación Sobral (Rinaldi *et al.*, 1978; Santillana *et al.*, 2007)

Aflora entre Punta Sobral y Bahía Pinguino, sobre el flanco oriental de la isla Marambio (Fig. 4) con un espesor de 238 m. Un afloramiento menor se halla en

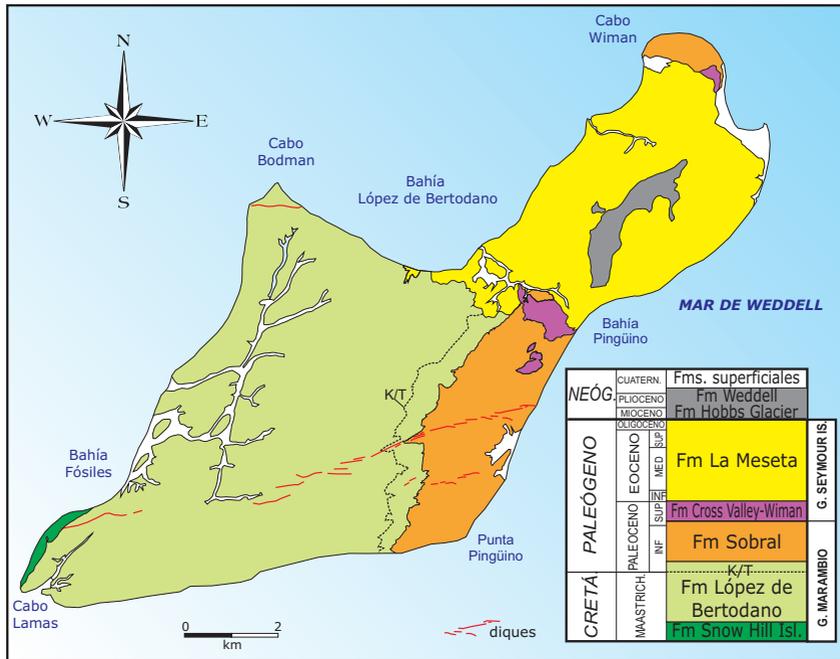


FIG. 3. Mapa geológico de la isla Marambio.

el extremo NE de la isla, comprendido entre el Cabo Gorrochategui y Caleta Larsen. La Formación Sobral descansa sobre la Formación López de Bertodano, en una suave pero notable discordancia erosiva. Hacia su techo limita con la Formación Cross Valley, que constituye un cuerpo sedimentario lenticular, cuya base está dada por una marcada discordancia erosiva de alto ángulo y gran relieve. Sobre la base de evidencia paleontológicas (Palamarczuk *et al.*, 1984; Askin, 1988; Huber, 1988; Harwood, 1988) y geoquímicas (Dingle y Lavelle, 1998; Marenssi y Santillana, 2003), se le asigna una edad daniana para su base y selandiana para su parte alta (Santillana *et al.*, 2007). Santillana *et al.* (2007) identifican y mapean siete unidades litoestratigráficas, reconociendo dos discontinuidades internas no descritas previamente. Estas discontinuidades dividen la Formación Sobral en tres unidades aloestratigráficas (alomiembros Sobral A, B y C) cada una de las cuales comprende diferentes litofacies (Fig. 5).

### 3.1.1. Alomiembro Sobral A

**3.1.1.1. Unidad 1.** Esta unidad comprende la unidad 1 propuesta por Sadler (1988); su espesor es de unos

12 m en el sector sur-central y de unos 25 m hacia el norte de la isla. El contacto basal es a través de una suave discordancia de tipo erosivo y se encuentra representado por un delgado nivel conglomerádico cuyo espesor es de 3 a 15 cm (llega a 25 cm en sectores aislados), compuesto por concreciones retrabajadas de las unidades superiores de la Formación López de Bertodano. En Punta Sobral el nivel basal tiene composición glauconítica y 3 a 5 cm de espesor.

El nivel erosivo basal se habría originado sobre una plataforma marina durante un período regresivo, quedando su fondo labrado por una serie de paleocanales perpendiculares a la línea de costa (Santillana y Marenssi, 1997). Por encima de este nivel, se halla un depósito que varía entre 20 y 30 m de espesor de limolitas arcillosas castañas grisáceas laminadas, poco consolidadas, que se alternan con delgados niveles de arena muy fina de color amarillento. Esta sucesión es levemente granocreciente, fundamentalmente por el incremento de limo respecto de la arcilla. Estas se desarrollan en delgados lentes que llegan a tener una longitud de varios metros, que según Sadler (1988) llegan a decenas de metros. Macellari (1984) denominó a este intervalo como 'Brown Chocolate Layer'.



CENOZOICO	Paleógeno	Eoceno	F. La Meseta	C
		Paleoceno	F. Cross Valley	B
			F. Sobral	A
		MESOZOICO	Cretác.	Superior
	B			

FIG. 4. Mapa geológico detallado del área estudiada (modificado de Marensi *et al.*, 2008; Montes *et al.*, 2008).

**3.1.1.2. Unidad 2.** Esta unidad incluye a la unidad 2 y a la parte basal de la unidad 3 propuestas por Sadler (1988). Su base fue definida por Sadler (1988) en un nivel de acumulación de ostras, corales y concreciones con bivalvos que marcan el inicio de unos 32 m con litologías semejantes a las anteriores, caracterizadas por una alternancia de limolitas grises y arenas amarillentas con abundantes concreciones y bioturbación. A unos 12 m de la base hay un nivel tobáceo de color blanquecino de aproximadamente 1 m de espesor. Microscópicamente está compuesto por trizas sin evidencias de retrabajo, con bajo grado

de compactación y muy baja deformación, características que indicarían que su origen es de caída. Por encima alternan estratos de 2 a 4 m de espesor de limolitas y arenas finas limolíticas. Estos cuerpos son levemente granocrecientes y con forma tabular a lentiforme. Esta unidad finaliza con 15 m de arenas y areniscas de color verde con un alto contenido de glaucomita, que llega a representar el 60% de los clastos. Estos niveles glauconíticos representarían un nivel de máxima inundación con escasa tasa de sedimentación, en un contexto transgresivo. Al norte del Filo Negro se puede observar una superficie erosiva que corta este nivel, marcando la base del alomiembro B.

**3.1.2. Alomiembro Sobral B**

**3.1.2.1. Unidad 3.** Esta unidad se compone de 13 a 20 m de limolitas arcillosas de color negro que intercalan aislados niveles de areniscas limolíticas grises y verdosas ricas en glauconita. El grado de consolidación de estas rocas es muy bajo.

Al norte del Filo Negro, se observa que la base de este nivel es de tipo erosivo, ya que el nivel basal glauconítico ha sido removido en su totalidad. Esta superficie erosiva permite identificar un nuevo ciclo sedimentario dentro de esta formación. Esta unidad presenta un incremento de finos fragmentos volcánicos y en el sector norte es posible observar un nivel blanquecino de ceniza volcánica que alcanza 50 cm de espesor.

**3.1.3. Alomiembro Sobral C**

**3.1.3.1. Unidad 4.** Esta unidad constituye un cuerpo que se acuña lateralmente y cuya base está dada por una superficie erosiva que incide a la unidad inferior (Santillana *et al.*, 2007). El espesor máximo llega a ser de 20 m. Se compone de areniscas masivas de color gris, que presentan estratificación entrecruzada tabular. Estas intercalan niveles de arenas y areniscas finas con niveles de limolitas, formando sucesiones grano y estrato decrecientes (Santillana *et al.*, 2007).

**3.1.3.2. Unidad 5.** Se compone de una alternancia de limolitas friables y areniscas finas. Hacia el techo hay niveles de areniscas que llegan a los 2 m de espesor con intervalos que presentan laminación horizontal y hacia el techo estratificación entrecruzada tabular. Los últimos 20 m de esta unidad están representados

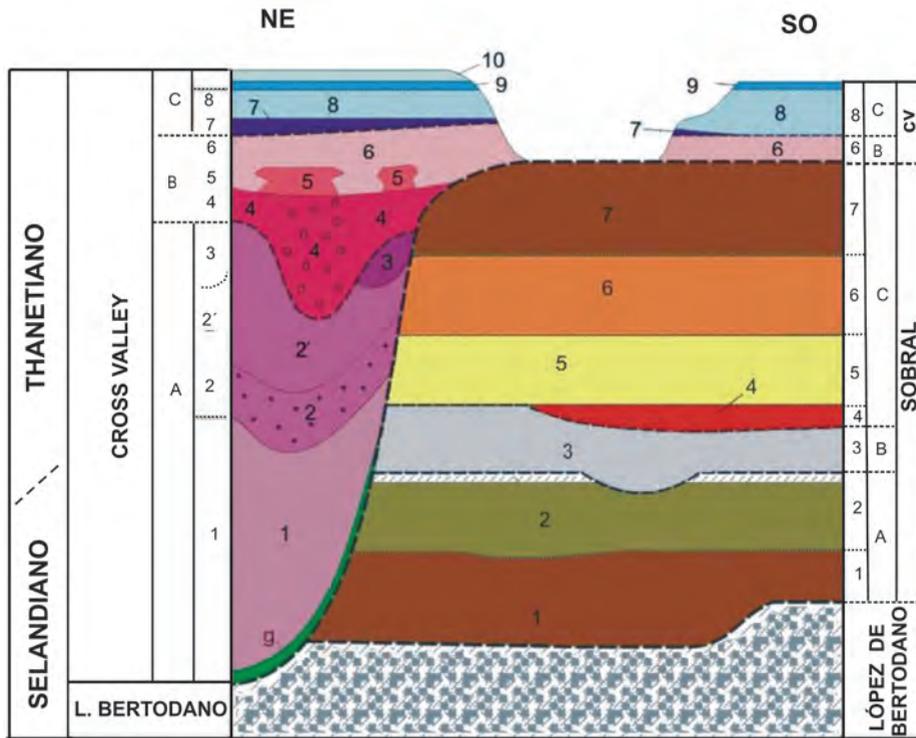


FIG. 5. Corte estratigráfico representativo de las unidades analizadas. Los colores y rastras de las diferentes unidades se corresponden con el mapa geológico de la isla Marambio (Marenssi et al., 2008; Montes et al., 2008).

por una alternancia de areniscas limosas con niveles de limolitas friables y de color grisáceo.

**3.1.3.3. Unidad 6.** Tiene un espesor máximo de 50 m. Su base está dada por un intervalo que llega a 10 m de areniscas cuarzosas de tamaño medio, que en algunos sectores pueden presentar un alto contenido de glauconita. Las mismas se caracterizan por tener estratificación entrecruzada en artesa. Las paleocorrientes indican paleoflujos hacia el sudeste. Esta unidad continúa con limos de color grisáceo con una leve tonalidad verdosa, intercalados por un nivel de arenas parcialmente consolidado.

**3.1.3.4. Unidad 7.** Se compone de paquetes tabulares de areniscas estratocrecientes de color gris verdoso con estratificación entrecruzada tabular y ocasionalmente en artesa. Siguen areniscas macizas, ocasionalmente con estratificación entrecruzada en artesa. El tamaño de grano se va incrementando hacia el techo de esta unidad.

El perfil general granocreciente de la Formación Sobral (Fig. 6) indujo a Macellari (1984, 1988) a interpretar que esta unidad representa la progradación

de un sistema deltaico, donde las unidades 1 y 2 (incluyendo al nivel glauconítico) corresponden a las facies de prodelta, con un máximo de inundación marcado por las arenas glauconíticas, una posterior progradación costera donde la unidad 3 representa las facies de una barra costera y las unidades 4 y 5 representan las facies de una planicie deltaica que se forma por la acreción lateral de canales distributarios. En trabajos posteriores otros autores asocian a la Formación Sobral a ambientes de plataforma marina abierta de aguas someras dentro de un período regresivo (Rieske, 1990; Sánchez, 1991; Sánchez y Marenssi, 1992).

Las unidades del alomiembro A representan facies de plataforma externa con progresiva somerización y finalmente son seguidas por un evento transgresivo. Las sedimentitas del alomiembro B se interpretan como facies de plataforma externa (Santillana et al., 2007) donde la laminación paralela que presentan estas rocas y los esporádicos niveles arenosos indican un ambiente de muy baja energía afectadas por bioturbación. Por encima se encuentra el alomiembro C cuya unidad basal

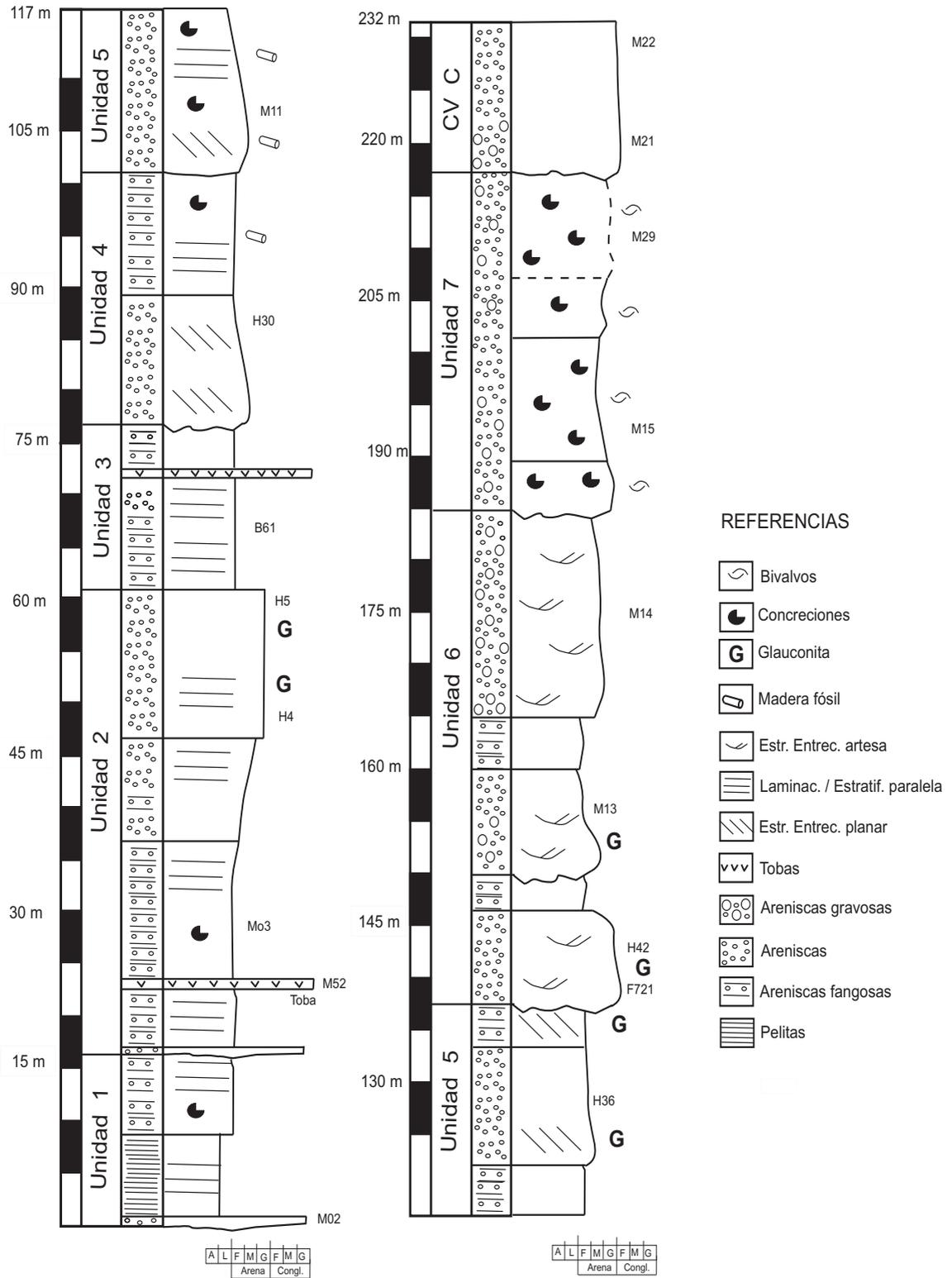


FIG. 6. Perfil columnar de la Formación Sobral y ubicación de las muestras analizadas.

se interpreta como el relleno de un paleocanal posiblemente influenciado por mareas (Santillana *et al.*, 2007) que se habría desarrollado durante el descenso relativo del nivel del mar. El resto de la unidad representaría depósitos de plataforma marina (Sánchez y Marensi, 1992).

### 3.2. Formación Cross Valley (Elliot y Trautman, 1982; Montes *et al.*, 2007)

La Formación Cross Valley comprende un cuerpo sedimentario de geometría lenticular (aproximadamente 1,5 km de extensión y unos 600 m de ancho) de 195 m de espesor cuyos estratos se encuentran inclinados hacia el SE. Su afloramiento principal se sitúa en el sector central de la isla Marambio (Fig. 4). Un afloramiento menor se encuentra en el extremo NE de la isla, comprendido entre el Cabo Gorrochategui y la Caleta Larsen.

Esta formación está limitada en su base por una fuerte discordancia erosiva labrada sobre la Formación Sobral y posiblemente también sobre la Formación López de Bertodano (Santillana y Marensi, 1997). Según Montes *et al.* (2007) el máximo de incisión observable está en torno a los 200 m, ya que corta sedimentos de la unidad Sobral A (*sensu* Santillana *et al.*, 2007). La Formación Cross Valley es cubierta discordantemente por la Formación La Meseta (Eoceno), que corta a las tres formaciones subyacentes (Marensi, 1995). La base de la Formación Cross Valley es solo visible en los laterales del valle inciso, pero no es visible sobre el eje del mismo ya que o bien se encuentra cubierto o bien ha sido erosionado por la unidad suprayacente.

La sección basal de la Formación Cross Valley corresponde a areniscas intercaladas con niveles pelíticos, con abundantes troncos carbonizados. Le siguen arenas gravosas que hacia el techo pasan a una intercalación de areniscas y pelitas. Resalta el hecho de que las capas inferiores de esta formación contienen cantidades significativas de componentes volcánicos en cuerpos de geometría lenticular que se acuñan hacia los márgenes del canal (Sadler, 1988).

La edad paleocena para esta formación fue primeramente propuesta a partir del estudio de microplancton marino (Palamarczuk *et al.*, 1984). Por sus dinoflagelados (Wrenn y Hart, 1988) se asignó una edad selandiana tardía para las unidades inferiores (Santillana *et al.*, 2007) y utilizando al mismo grupo de organismos (Askin, 1988) y

sobre la cronoestratigrafía de isótopos de Sr 87/86 (Dingle y Lavelle, 1998), se dató el techo de la formación como Thanetiano superior (Santillana *et al.*, 2007).

Montes *et al.* (2007) proponen un nuevo ordenamiento estratigráfico incluyendo la unidad 5 de la Formación Sobral según Sadler (1988) dentro de esta unidad. Los autores identifican diez unidades litológicas y reconocen dos discontinuidades internas que permiten subdividir a la Formación Cross Valley en tres unidades sedimentarias limitadas de base a techo por discontinuidades (alomiembros), denominadas Cross Valley A, B y C (Fig. 5).

#### 3.2.1. Alomiembro Cross Valley A

Se compone en su base por un nivel de 20 a 30 cm de espesor (ocasionalmente 1 m) de arenas y areniscas medias a gruesas de carácter masivo que presentan un alto contenido de glauconita. Esta litofacies recubre toda la superficie incidida basal. Este nivel corresponde a un delgado manto transgresivo. A continuación se reconocen tres sucesiones grano y estrato decrecientes. Según Montes *et al.* (2007) estas rocas se encuentran rellenando en relación de 'onlap' los laterales de la superficie incidida. La primera de las sucesiones posee aproximadamente 30 a 40 m de espesor y está compuesta en su base por 10 m de arenas y areniscas medianas que alternan con arenas y areniscas gruesas poco seleccionadas. Estas rocas forman cuerpos lenticulares a lentiformes que llegan a tener unos 20 m de ancho y cuyos espesores máximos se encuentran en el sector central donde alcanzan hasta 1 m. Son en general macizas aunque en algunos bancos es posible reconocer estratificación entrecruzada en artesa difusa. Hacia el tope de la sucesión, estos niveles arenosos intercalan niveles pelíticos. La segunda sucesión posee unos 25 a 30 m de espesor cuya base está dada por niveles de arenas medias a gruesas, con abundantes componentes volcánicos de color grisáceo a verdoso. Estas rocas presentan estratificación entrecruzada en artesa que pasa a estratificación entrecruzada tabular hacia el tope de esta sucesión. Por encima se observan arenas medias a finas con estratificación entrecruzada tabular, que se alternan con niveles pelíticos. Finalmente, la sucesión superior corresponde a unos 10 m de arenas gruesas grises a verdosas con estratificación entrecruzada tabular. En estas es posible observar

un gran contenido de fragmentos líticos volcánicos. Montes *et al.* (2007) interpretan esta sucesión como un relleno de paleocanales con geometría de 'onlap' y observan que su límite superior está dado por una superficie erosiva.

### 3.2.2. Alomiembro Cross Valley B

Sus afloramientos generan un gran cambio en el relieve, evidenciando un mayor tamaño de grano y un mayor grado de consolidación. Montes *et al.* (2007) reconocen en su base una superficie erosiva que marca el inicio de unos 20 a 25 m de areniscas gruesas conglomerádicas masivas, con abundantes fragmentos pumíceos y material limoarcilloso. Tienen muy mala selección, y sus clastos son angulosos a subangulosos. Por encima de estas rocas siguen 15 m de areniscas gruesas a medias con estratificación paralela. Su tamaño de grano va disminuyendo hacia su techo. Finalizando el alomiembro Cross Valley B se encuentra una alternancia de intervalos granodecrecientes de areniscas medianas a finas y lutitas de colores amarillentos a anaranjados semejantes a las unidades basales de esta formación. Montes *et al.* (2007) incluyen en esta unidad litológica parte de los afloramientos que se encuentran hacia el sur, que fueran previamente incluidos por Sadler (1988) dentro de la unidad Tps 5.

### 3.2.3. Alomiembro Cross Valley C

Este alomiembro, de unos 15 a 20 m de espesor, está integrado en su sector basal por fangolitas grises. Montes *et al.* (2007) las describen como margas y citan ostras, dientes de peces, tiburones, equinoideos, gastrópodos y pingüinos (Tambussi *et al.*, 2005). Hacia el techo del alomiembro hay areniscas finas con estratificación paralela de color blanquecino con intercalaciones de lutitas oscuras, ocasionalmente hojosas y abundante presencia de impresas de hojas (Fig. 7).

Según Elliot *et al.* (1975) la Formación Cross Valley representa depósitos de ambientes mixtos, deltaicos a fluviales, acumulados principalmente en canales fluviales distributarios. Elliot y Trautman (1982) interpretaron un ambiente de sedimentación deltaico. Más tarde, Sadler (1988) sugiere que la Formación Cross Valley representa el relleno de un estrecho cañón submarino y sugiere contemporanei-

dad con la depositación de las capas superiores de la Formación Sobral. Doktor *et al.* (1988) reportan depósitos laháricos dentro de esta unidad, lo que es reafirmado por Amoedo (1992) quien describe depósitos volcanoclásticos y deltaicos del relleno de este canal. Por la geometría de los bancos y su granulometría, Askin (1988) la asocia a rellenos de canales de una posible costa emergente no necesariamente marina, aunque la colección de moluscos y microfósiles encontrados en la parte superior así lo sugieren. En general, se especula que la génesis de esta unidad podría relacionarse con la incisión de una plataforma marina debida a un marcado descenso relativo del nivel del mar. Posteriormente se genera un sistema transgresivo que inunda el paleovalle. Según Montes *et al.* (2007) los depósitos basales representados por el alomiembro Cross Valley A muestran una sucesión de facies somerizantes que presentan una disposición de 'onlap' sobre la superficie de incisión basal. Estos podrían corresponder a un sistema agradacional o progradacional durante un sistema transgresivo, posiblemente en un ambiente estuarino. En el sector medio de la formación, limitado por otra superficie erosiva, comienza el alomiembro Cross Valley B. Montes *et al.* (2007) lo interpretan como la culminación del relleno de la parte más profunda del valle incidido y representaría un ambiente sedimentario de tipo estuarino con influencia mareal. Finalmente, el alomiembro Cross Valley C indica un retorno a condiciones de sedimentación menos influenciadas por aporte volcanoclástico, interpretadas por Elliot y Trautman (1982) como depósitos de ambientes deltaicos (planicies interdistributarias).

## 4. Petrografía sedimentaria

### 4.1. Metodología

Las unidades analizadas están compuestas principalmente por areniscas que frecuentemente (aproximadamente el 80%) tienen un bajo grado de consolidación, siendo generalmente friables a levemente consolidadas. Los niveles con un alto grado de consolidación tienen extensa cementación carbonática que forma tanto niveles continuos como concreciones aisladas.

Para el análisis de procedencia, se tomaron 40 muestras, de las cuales 30 fueron seleccionadas para la realización de cortes delgados. De la observación en el microscopio de dichas muestras, 23 fueron

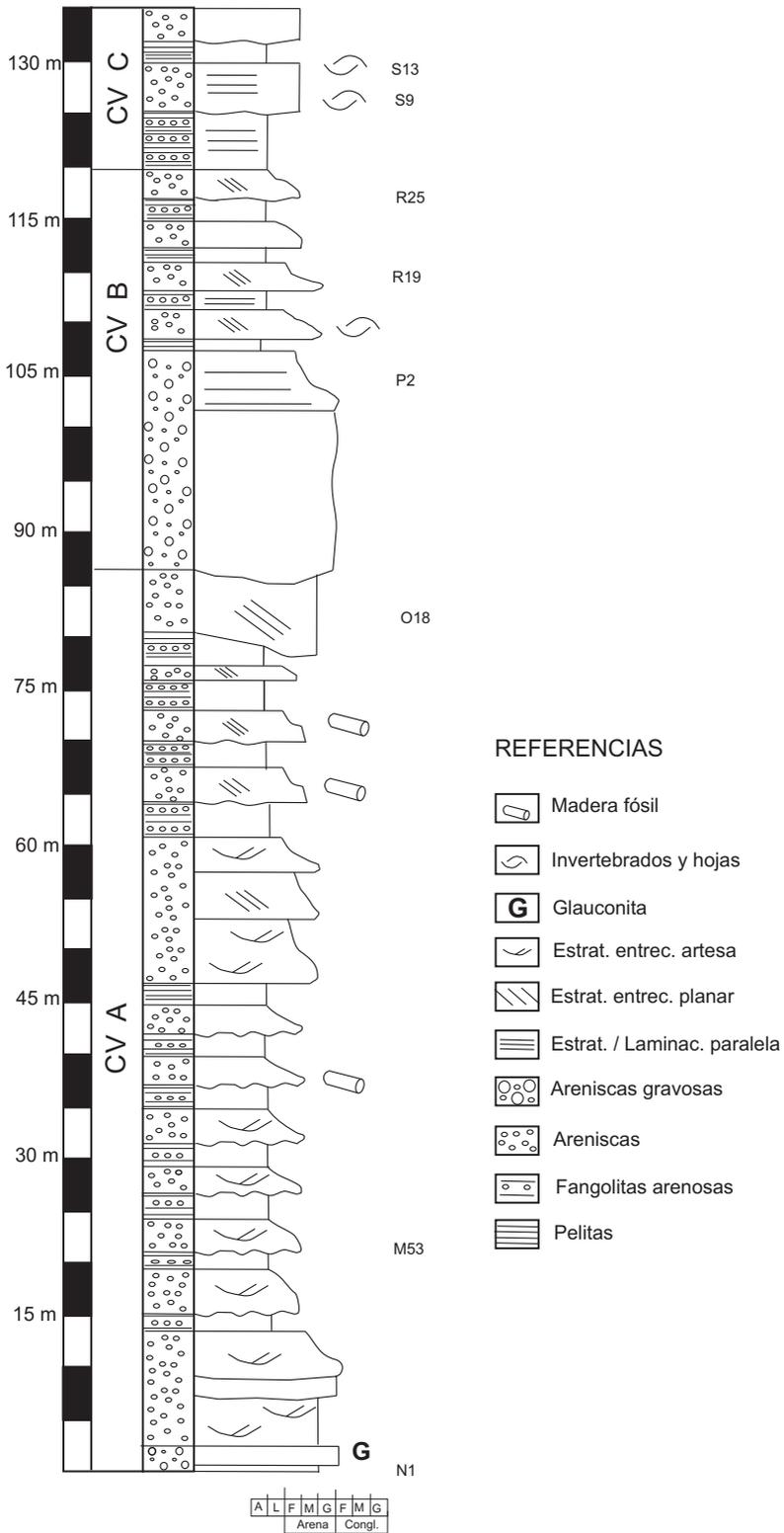


FIG. 7. Perfil columnar de la Formación Cross Valley y ubicación de las muestras estudiadas.

elegidas para el estudio del análisis modal. En cada caso se contaron 350 puntos por muestra y para este conteo se utilizó el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984), el cual permite minimizar el problema que genera la diferencia en los tamaños de granos de los componentes.

Si bien el análisis de la abundancia y composición de elementos minoritarios, tales como los minerales pesados, es una herramienta extremadamente valiosa para la determinación las rocas madres (véase por ejemplo Marensi *et al.*, 1999) para su estudio se requiere lograr concentrar un número estadísticamente significativo de los mismos, lo que no fue posible realizar en las muestras bien cementadas que se utilizaron para este estudio.

La distinción que se utiliza entre los componentes modales (puede ser observada en las Tablas 1a, b y 2a, b) resulta del análisis y descripción previa de las muestras.

Los valores obtenidos fueron graficados utilizando el diagrama triangular QFL según la clasificación de Folk *et al.* (1970) y los diagramas triangulares de discriminación de procedencia (Dickinson *et al.*, 1983) para poder determinar las características del área de aporte de sedimentos (Figs. 8 y 9). Como complemento se realiza un tercer diagrama (Fig. 10), basado en Garzanti *et al.* (2007), donde se representan los fragmentos líticos (Lv, Lm+p, Ls).

#### 4.2. Caracterización petrográfica y clasificación (Fig.11)

Las psamitas analizadas, varían de areniscas muy finas, muy bien seleccionadas a areniscas medianas a gruesas con una moderada selección. La fábrica de las rocas es generalmente abierta, indicando que el grado de compactación ha sido bajo.

La clasificación de las mismas, según Folk *et al.* (1970), varía entre feldarenitas líticas y litoarenitas feldespáticas para la Formación Sobral mientras que en la Formación Cross Valley varían entre litoarenitas feldespáticas y litoarenitas (Fig. 8).

Las texturas presentes pueden variar entre clasto-sostén y flotante. Los contactos son generalmente tangenciales y esporádicamente pueden encontrarse contactos rectos.

El cuarzo es el componente más frecuente en las muestras (Tablas 1 y 2). El tipo más abundante corresponde a cuarzo monocristalino, generalmente presenta extinción recta y ocasionalmente

ondulosa. Macellari (1992) describe cuarzo con extinción recta y engolfamientos que interpreta como provenientes de rocas volcánicas. El cuarzo policristalino no es abundante aunque en las unidades superiores de Cross Valley se observa un incremento de este componente con contactos crenulados evidenciando un origen metamórfico para el mismo.

Frecuentemente los clastos cuarzosos se encuentran frescos, de forma subangulosa a angulosa, aunque algunos de ellos están afectados por la corrosión originada durante la diagénesis. En la Formación Sobral el porcentaje de cuarzo varía entre 65 y 52%, disminuyendo a valores de 19% para los niveles ricos en glauconita. En la Formación Cross Valley este porcentaje varía desde el 40% hasta solo el 4% en las areniscas con alto contenido de fragmentos líticos.

Dentro de los feldespatos, la plagioclasa es el principal constituyente. Frecuentemente están zonadas y corresponden al campo de la andesina, sus clastos se encuentran tanto frescos como reemplazados por carbonato. La presencia de feldespato potásico es baja. La ortosa es el principal componente, se presenta muy alterada, principalmente a sericita y ocasionalmente con grumos de clorita. En algunas muestras se encuentran aislados fragmentos de microclino (Fig. 11H) los que se presentan frescos y con su macla característica. Macellari (1992) sugiere que el contenido de feldespatos podría haber disminuido por el reemplazo de los mismos por el cemento carbonático.

Dentro de los fragmentos líticos, los de origen volcánico son los más abundantes. Estos llegan a representar el 23% de las rocas de la Formación Sobral (exceptuando sus niveles tobáceos compuestos casi en un 100% por trizas, Fig. 11D) mientras que pueden llegar a representar el 80% en la Formación Cross Valley. La composición de los mismos es principalmente intermedia, con texturas hialopiliticas y pilotácicas (Fig. 11F). En la Formación Cross Valley se observan fenocristales de plagioclasa dentro de los mismos (Fig. 11F). Los fragmentos volcánicos de origen ácido son menos frecuentes, y se los reconoce por su textura microgranular y ocasionalmente seriada. Su identificación es siempre más dificultosa debido a su mayor alteración. Es posible reconocer fragmentos líticos volcánicos con evidencias de redepositación como puede ser minerales opacos rellenando fracturas dentro de los mismos. Este

TABLA 1a. RESULTADOS DE LOS CONTEOS TOTALES EN LAS MUESTRAS DE LA FORMACIÓN SOBRAL.

Formación Sobral													
Muestra	Cuarzo			Feldespatos			Fragmentos líticos				Comp. Sec.		
	Qm	Qp	Qt	FK	Fp	Ft	LvA	LvB	Lm	Lt	Gl	Opac.	total
H02	52.9	1.4	<b>54.3</b>	5.4	16.9	<b>22.3</b>	5.7	10.3	0.0	<b>16.0</b>	6.3	1.1	<b>7.4</b>
H03	51.1	0.9	<b>52.0</b>	6.3	18.6	<b>24.9</b>	5.1	10.0	0.0	<b>15.1</b>	7.1	0.9	<b>8.0</b>
H04	19.7	0.0	<b>19.7</b>	2.0	8.0	<b>10.0</b>	1.4	8.9	0.6	<b>10.9</b>	58.3	0.6	<b>59.4</b>
H05	23.4	0.3	<b>23.7</b>	2.6	8.6	<b>11.1</b>	2.9	9.4	0.0	<b>12.3</b>	52.0	0.6	<b>52.9</b>
B61	21.4	0.6	<b>22.0</b>	1.7	11.1	<b>12.9</b>	2.3	8.9	0.9	<b>12.0</b>	53.1	0.0	<b>53.1</b>
H30	52.0	4.3	<b>56.3</b>	3.7	13.4	<b>17.1</b>	5.4	4.3	0.9	<b>10.6</b>	16.0	0.0	<b>16.0</b>
M11	60.0	4.3	<b>64.3</b>	2.6	18.6	<b>21.1</b>	1.1	10.9	0.6	<b>12.6</b>	1.7	0.3	<b>2.0</b>
H36	48.6	4.0	<b>52.6</b>	4.6	17.1	<b>21.7</b>	7.1	12.3	1.1	<b>20.6</b>	3.1	1.4	<b>5.1</b>
H42	52.3	4.0	<b>56.3</b>	7.1	15.7	<b>22.9</b>	8.9	6.3	2.3	<b>17.4</b>	2.0	1.1	<b>3.4</b>
MF721	56.3	2.3	<b>58.6</b>	5.1	16.9	<b>22.0</b>	5.1	11.7	0.9	<b>17.7</b>	1.1	0.6	<b>1.7</b>
M13	59.4	4.3	<b>63.7</b>	2.3	10.9	<b>13.1</b>	3.1	16.0	0.3	<b>19.4</b>	2.6	1.1	<b>3.7</b>
M14	58.3	5.4	<b>63.7</b>	3.1	10.0	<b>13.1</b>	4.0	14.6	0.6	<b>19.1</b>	3.4	0.6	<b>4.0</b>
M15	61.1	2.9	<b>64.0</b>	2.6	10.3	<b>12.9</b>	2.3	17.7	0.3	<b>20.3</b>	2.0	0.9	<b>2.9</b>
M29	60.3	4.9	<b>65.1</b>	2.0	13.7	<b>15.7</b>	1.4	14.3	0.9	<b>16.6</b>	1.4	1.1	<b>2.6</b>

Qm: cuarzo monocristalino; Qp: cuarzo policristalino; Qt: cuarzo total; FK: feldespato potásico; Fp: plagioclasas; Ft: feldespatos totales; LvA: líticos volcánicos ácidos; LvB: líticos volcánicos básicos; Lm: líticos metamórficos; Lt: líticos totales; Gl: glauconita; Opac.: minerales opacos.

TABLA 1b. RESULTADOS DE LOS CONTEOS TOTALES REALIZADOS EN LAS MUESTRAS DE LA FORMACIÓN CROSS VALLEY.

Formación Cross Valley													
Muestra	Cuarzo			Feldespatos			Fragmentos líticos				Comp. Sec.		
	Qm	Qp	Qt	FK	Fp	total	LvA	LvB	Lm	Lt	Gl	Opac.	total
N1	34.6	3.7	<b>38.3</b>	1.4	6.9	<b>8.3</b>	0.9	12.3	0.0	<b>13.1</b>	39.7	0.6	<b>40.3</b>
M53	31.1	6.9	<b>38.0</b>	3.1	8.6	<b>11.7</b>	3.7	38.6	0.9	<b>43.1</b>	6.0	0.6	<b>7.1</b>
O18	2.6	1.7	<b>4.3</b>	1.1	14.6	<b>15.7</b>	7.7	71.7	0.0	<b>79.4</b>	0.0	0.6	<b>0.6</b>
P2	6.0	1.1	<b>7.1</b>	0.6	10.0	<b>10.6</b>	2.6	78.0	0.0	<b>80.6</b>	0.6	0.9	<b>1.7</b>
R25	4.9	1.4	<b>6.3</b>	0.9	13.7	<b>14.6</b>	1.4	76.0	0.0	<b>77.4</b>	0.0	1.4	<b>1.7</b>
S9	17.1	1.1	<b>18.3</b>	1.1	29.1	<b>30.3</b>	1.4	47.1	0.9	<b>49.4</b>	1.4	0.6	<b>2.0</b>
S13	34.9	5.7	<b>40.6</b>	0.9	26.3	<b>27.1</b>	2.9	27.4	0.0	<b>30.3</b>	2.0	0.0	<b>2.0</b>
M21	54.0	4.3	<b>58.3</b>	2.9	10.9	<b>13.7</b>	2.3	20.6	0.3	<b>23.1</b>	4.0	0.9	<b>4.9</b>
M22	40.3	32.6	<b>72.9</b>	2.6	12.9	<b>15.4</b>	0.9	7.4	1.4	<b>9.7</b>	1.1	0.9	<b>2.0</b>

TABLA 2a. VALORES DE Q, F Y L RECALCULADOS AL 100% PARA LA FORMACIÓN SOBRAL.

Formación Sobral										
Muestra	metros	Valores recalculados			Valores recalculados			Fragmentos líticos recalculados		
		Ft	L	Qt	Ft	Lt	Qm	Lv	Lm+p	Ls
H02	2	24.07	17.28	58.64	24.07	18.83	57.10	91.80	8.20	0.00
H03	27	27.02	16.46	56.52	27.02	17.39	55.59	94.64	5.36	0.00
H04	47	24.65	26.76	48.59	24.65	26.76	48.59	94.74	5.26	0.00
H05	61	23.64	26.06	50.30	23.64	26.67	49.70	97.73	2.27	0.00
B61	66	27.44	25.61	46.95	27.44	26.83	45.73	88.64	11.36	0.00
H30	87	20.41	12.59	67.01	20.41	17.69	61.90	65.38	34.62	0.00
M11	105	21.57	12.83	65.60	21.57	17.20	61.22	71.19	28.81	0.00
H36	127	22.89	21.69	55.42	22.89	25.90	51.20	79.07	20.93	0.00
MF721	138	22.38	18.02	59.59	23.67	22.19	54.14	84.29	15.71	0.00
H42	140	23.67	18.05	58.28	22.38	20.35	57.27	70.67	29.33	0.00
M13	152	13.65	20.18	66.17	13.65	24.63	61.72	80.72	19.28	0.00
M14	175	13.69	19.94	66.37	13.69	25.60	60.71	75.58	24.42	0.00
M15	193	13.24	20.88	65.88	13.24	23.82	62.94	86.42	13.58	0.00
M29	211	16.13	17.01	66.86	16.13	21.99	61.88	73.33	26.67	0.00
<b>Promedio</b>		21.03	19.53	59.44	21.03	22.56	56.41	82.44	17.56	0.00

TABLA 2b. VALORES DE Q, F Y L RECALCULADOS AL 100% PARA LA FORMACIÓN CROSS VALLEY.

Formación Cross Valley										
Muestra	metros	Valores recalculados			Valores recalculados			Fragmentos líticos recalculados		
		Ft	L	Qt	Ft	Lt	Qm	Lv	Lm+p	Ls
N1	2	13.88	22.01	64.11	13.88	28.23	57.89	77.97	22.03	0.00
M53	22	12.62	46.46	40.92	12.62	53.85	33.54	84.57	15.43	0.00
O18	81	15.80	79.89	4.31	15.80	81.61	2.59	97.89	2.11	0.00
P2	102	10.76	81.98	7.27	10.76	83.14	6.10	98.60	1.40	0.00
R25	123	14.83	78.78	6.40	14.83	80.23	4.94	98.19	1.81	0.00
S9	131	30.90	50.44	18.66	30.90	51.60	17.49	96.05	3.95	0.00
S13	135	27.70	30.90	41.40	27.70	36.73	35.57	84.13	15.87	0.00
M21	140	14.41	24.32	61.26	15.74	43.15	41.11	83.33	16.67	0.00
M22	145	15.74	9.91	74.34	14.41	28.83	56.76	19.59	80.41	0.00
<b>Promedio</b>		17.40	47.19	35.41	17.40	54.15	28.44	82.26	17.74	0.00

**Ft:** feldespatos totales; **L:** líticos no cuarzosos; **Qt:** cuarzo total; **Lt:** líticos totales incluyendo fragmentos cuarzosos; **Qm:** cuarzo monocristalino; **Lv:** líticos volcánicos; **Lm+p:** líticos metamórficos+plutónicos; **Ls:** líticos sedimentarios.

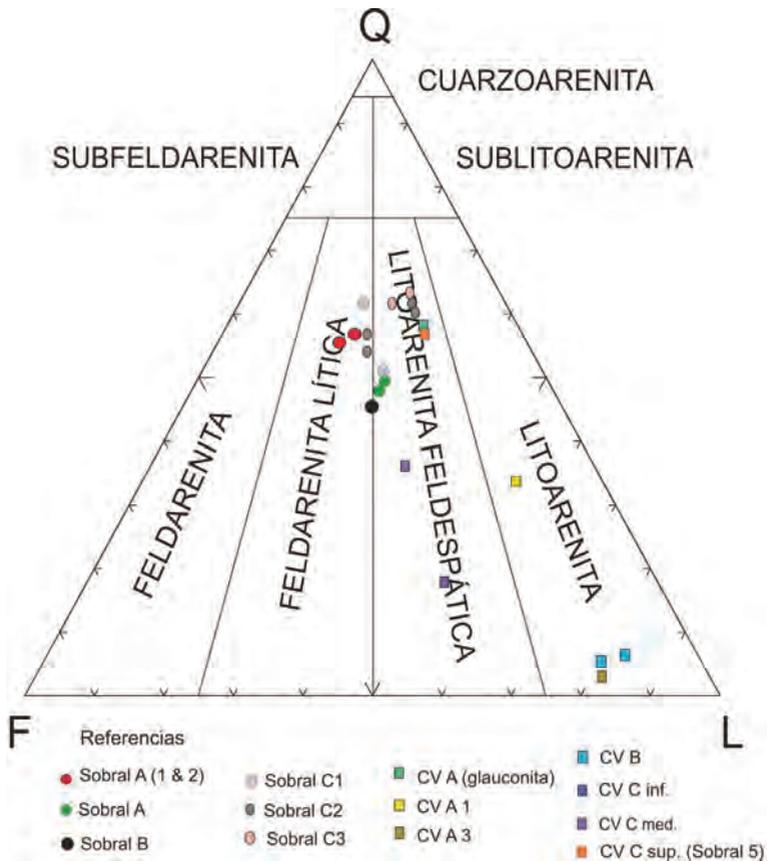


FIG. 8. Clasificación de las areniscas de las formaciones Sobral y Cross Valley según Folk *et al.* (1970).

proceso de relleno se habría desarrollado durante un primer ciclo de sedimentación-depositación. También es posible diferenciar clastos volcánicos que evidencian un mayor grado de alteración.

Los fragmentos líticos metamórficos están en las dos formaciones, pero siempre en muy bajas proporciones (menos del 2%).

Los fragmentos líticos plutónicos son escasos a nulos, aunque el tamaño de los clastos indicaría que estos se habrían desmembrado y solo encontraríamos sus componentes monominerales.

Los fragmentos líticos sedimentarios son escasos, ocasionalmente se pueden encontrar pelitas, esto podría deberse al bajo grado de consolidación de la mayor parte de las rocas del Cretácico Superior de la Cuenca James Ross.

La glauconita está en distintas proporciones en todas las rocas, llegando a representar el 50% de los clastos en los niveles glauconíticos de la Formación Sobral y el 40% en la base de la Formación Cross

Valley. La glauconita se encuentra como pellets de color verde, siempre muy redondeados (Fig 11A, E). Generalmente hay minerales opacos relleno de fracturas o dentro de la misma y en algunos casos es posible reconocer pequeños cristales de piritita (Fig. 11E). El tamaño puede llegar a ser ampliamente superior al resto de los componentes indicando un origen autigénico, aunque su presencia puede ser producto del retrabajo de niveles glauconíticos más antiguos. Ocasionalmente, se puede reconocer el clasto original que es parcialmente reemplazado por glauconita. Inicialmente esta contendría una baja proporción de potasio, la que se incrementa a medida que aumenta la madurez del mineral enriqueciéndose también en magnesio y adquiriendo su color verde oscuro característico (Amorosi *et al.*, 2007). Su origen en estas unidades puede estar asociado a una alta disponibilidad de potasio (de los abundantes fragmentos volcánicos) junto a las condiciones ambientales necesarias para su formación (baja tasa

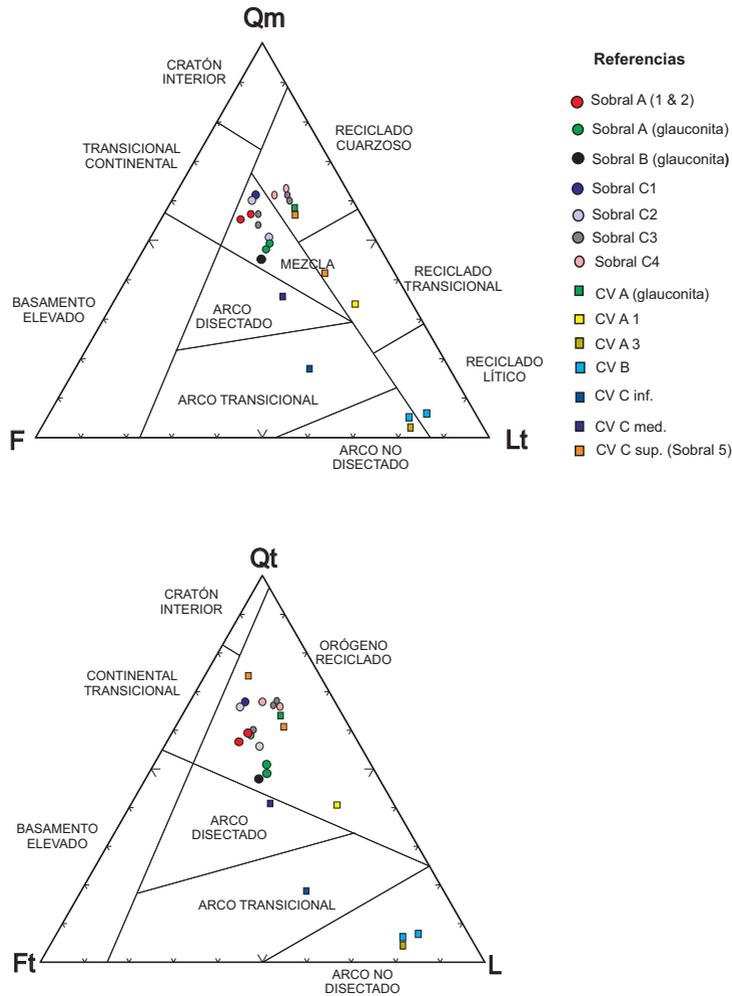


FIG. 9. Marco tectónico del área de procedencia para las formaciones Sobral y Cross Valley (Dickinson *et al.*, 1983).

de sedimentación). Macellari (1992) describe que los valores de  $K_2O$  obtenidos en glauconitas de la Formación Sobral no son altos, aunque aclara que la presencia de nanoestructuras, estructuras en roseta observadas en SEM (Scanning electron microscope), indicarían un estado evolucionado de las mismas.

Los clastos de minerales accesorios están en bajas proporciones. El más frecuente es la hornblenda (Fig. 11E). Esta puede observarse, en muy bajas proporciones, prácticamente en todas las muestras. Comúnmente se la encuentra como fragmentos no alterados, con bordes poco redondeados, su color puede variar entre verde oscuro y verde amarillento. Es posible observar esporádicamente su clivaje distintivo. Macellari (1992) atribuye la presencia de este anfíbol a un origen volcánico. También es

posible encontrar biotita y clinopiroxenos, aunque estos últimos son poco frecuentes. Macellari (1992) describe la presencia de clinopiroxenos y granate fundamentalmente en las unidades superiores de la Formación Sobral asignándoles o bien un origen metamórfico (de basamento) o volcánico.

El contenido de matriz en las muestras es bajo, aunque la abundancia de clastos corroídos, llegando a encontrarse engolfamientos, estaría evidenciando un proceso de disolución. Este proceso podría haber afectado a gran parte de la matriz y parcialmente a los clastos que componen estas rocas.

El cemento es principalmente calcita, comúnmente microesparita (Fig. 11A), aunque es posible encontrar micrita (Fig. 11C) o esparita (Fig. 11F), generalmente con una textura en mosaico. El cemento

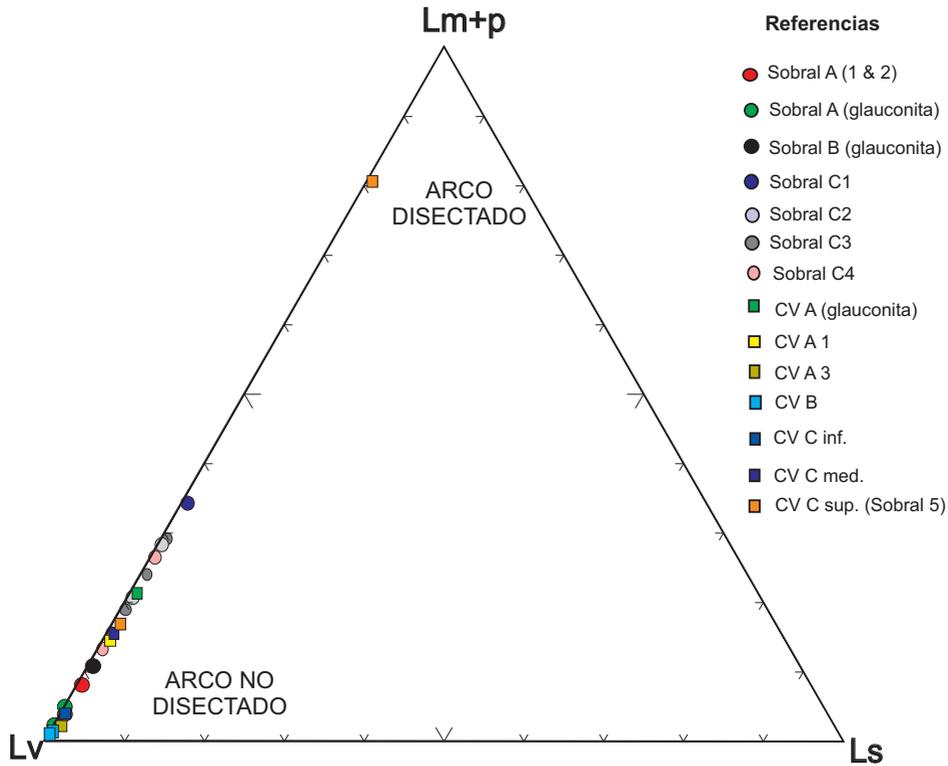


FIG. 10. Diagrama de procedencia de las areniscas de las formaciones Sobral y Cross Valley según la composición de los fragmentos líticos (Garzanti *et al.*, 2007).

carbonático puede encontrarse reemplazando a los clastos, también son comunes los clastos fracturados y texturas explosivas producto de la cristalización del cemento. Este fenómeno es común sobre el clivaje de los feldespatos u otras superficies de debilidad. Las plagioclasas, en menor medida los fragmentos líticos volcánicos y ocasionalmente el cuarzo, son atacados por el carbonato. Hay clastos que se preservan como fantasmas, donde el fragmento original es reemplazado totalmente por el cemento. Muy ocasionalmente la sílice cementa las rocas como crecimiento secundario en cristales de cuarzo.

**4.3. Tendencia composicional**

Los porcentajes de los componentes principales de las areniscas analizadas fueron ploteadas considerando su posición estratigráfica dentro de cada unidad para poder observar los cambios composicionales a lo largo de las mismas (Fig. 12).

A grandes rasgos se observa una importante presencia de cuarzo en la Formación Sobral y una

relación de fragmentos líticos-feldespatos que se va incrementando hasta un máximo en la zona media de la Formación Cross Valley donde las rocas llegan a clasificarse como litoarenitas por la gran participación de fragmentos de rocas volcánicas. Finalmente, en el tope de la Formación Cross Valley se observa un retorno a las condiciones iniciales, con predominio cuarzoso, aunque en este caso con notorio aporte de cuarzo policristalino y fragmentos de rocas metamórficas.

**4.4. Formación Sobral**

En esta Formación se observa un incremento en el contenido de cuarzo hacia las unidades superiores dentro del alomienbro Sobral C. El máximo contenido de feldespatos se encuentra en la base de la Formación, en el alomienbro Sobral A, presentando una fuerte disminución en su contenido en el alomienbro C. El contenido de fragmentos líticos es bajo para las unidades basales incrementándose hacia el techo de la Formación. Este incremento se produce en la unidad 5 del alomienbro C.

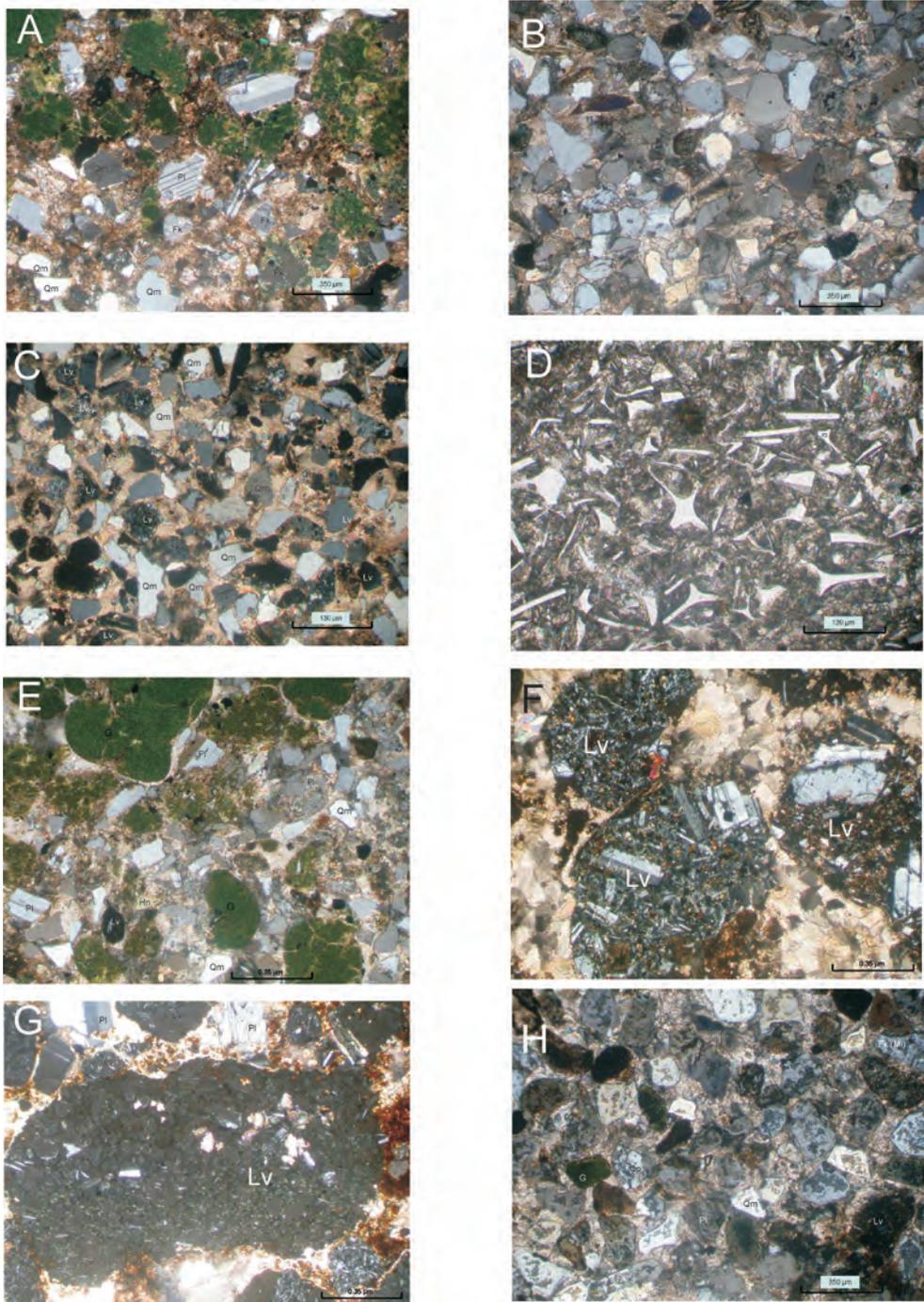


FIG. 11. Microfotografías. **A.** (Sobral B61) Abundante glauconita y escasos fragmentos líticos volcánicos; **B.** (Sobral M15) Asociación dominada por cuarzo y feldespato (plagioclasas y feldespatos potásicos); **C.** (Sobral M11) Nótese la abundancia de líticos volcánicos ácidos y su textura; **D.** (Sobral F721) Toba vítrea; **E.** (Cross Valley N1) Nótese algunos de los clastos de glauconita sobredimensionados, con formas mamelonares, otros con desarrollo incipiente de glauconitización sobre líticos volcánicos y la presencia de hornblenda (Hn); **F.** (Cross Valley O18) Nótese el aspecto fresco de los líticos volcánicos mesosilícicos a básicos; **G.** (Cross Valley P2) Fragmento pumíceo (Lv) de gran tamaño y abundantes plagioclasas; **H.** (Cross Valley M22). Nótese la presencia de cuarzo policristalino (Qp), microclino (Fkm) y la baja abundancia de líticos volcánicos (Lv).

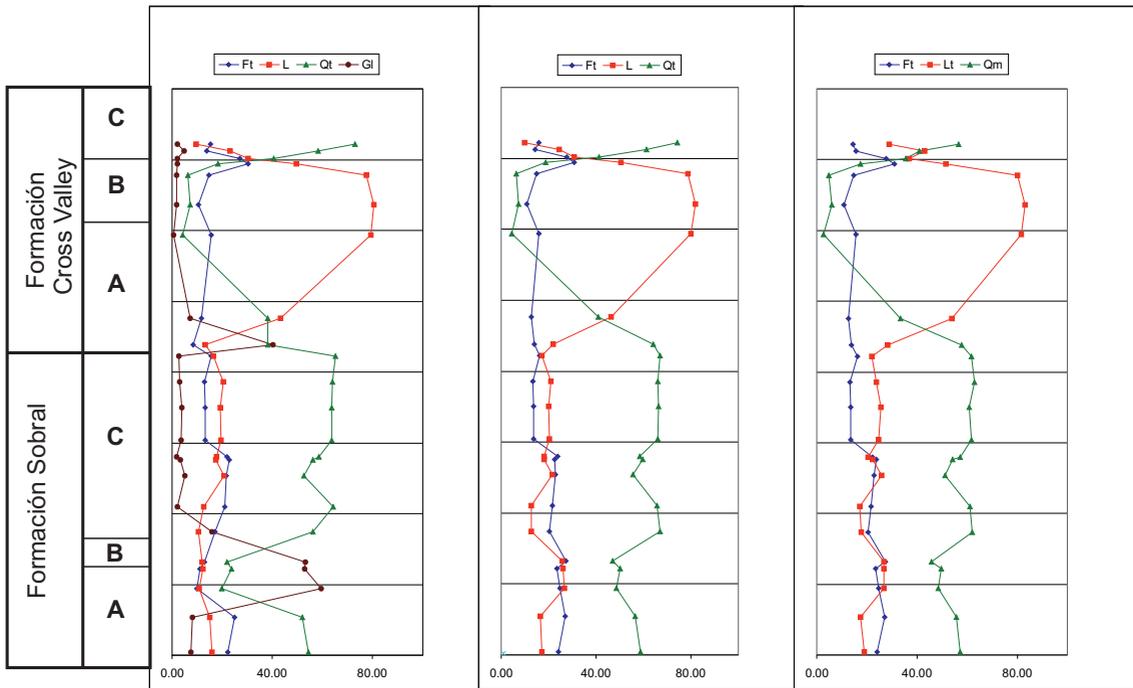


FIG. 12. Tendencia composicional de las areniscas de las formaciones Sobral y Cross Valley.

La glauconita llega a constituir más del 50% de los clastos presentes y aunque este mineral no es tenido en cuenta para los diagramas de procedencia por suponerse un origen mayormente diagenético su presencia en abundancia permitiría explicar la reducción observada en algunos de los otros componentes. En los niveles con alto contenido de glauconita se observa una marcada caída en el contenido de cuarzo (menor al 30%), presentando una fuerte disminución respecto a los fragmentos líticos o en los feldespatos que modifica notoriamente la clasificación de estas muestras.

**4.5. Formación Cross Valley**

Esta unidad se caracteriza por su alto contenido en fragmentos líticos de origen volcánico. El contenido de fragmentos de rocas se va incrementando desde la parte baja del alomembro Cross Valley A, llegando a valores máximos hacia el techo del mismo (aproximadamente 80%) y en la base del alomembro Cross Valley B. Hacia el techo del alomembro Cross Valley C la presencia de líticos volcánicos es menor y se observa un incremento

en el contenido de cuarzo y presencia significativa de líticos metamórficos. El contenido de cuarzo en esta formación tiene un comportamiento opuesto a los fragmentos líticos, ya que es abundante en la base y en el techo de la formación; mientras que en la zona media presenta valores menores al 10%. En la unidad superior del alomembro Cross Valley C se observa un incremento en el contenido de cuarzo policristalino asociado a fragmentos líticos de origen metamórfico. El contenido de feldespatos no llega a superar el 15% para los sectores basales, aunque hay un aumento del mismo hacia el tope del alomembro Cross Valley B.

**4.6. Petrofacies y Procedencia**

A partir del análisis composicional y la distribución de las modas detríticas se identificaron dos petrofacies principales.

La primera correspondiente a la Formación Sobral (S) está caracterizada por un relativamente alto contenido de cuarzo, mientras que la segunda petrofacies se encuentra en la Formación Cross Valley (CV) y está caracterizada por el alto contenido de fragmentos líticos volcánicos.

En un análisis más detallado, dentro de la Formación Sobral se puede identificar una evolución de sus modas detríticas que permitiría identificar dos subpetrofacies, SI y SII. La primera (SI) posee un menor contenido de cuarzo (Q menor al 60%) y valores semejantes de feldespatos y fragmentos líticos. Los valores promedio de los componentes de SI (recalculados al 100%) son Q 54%, F 25% y L 21%. La segunda (SII) se caracteriza por poseer mayor contenido de cuarzo que la anterior (Q mayor al 60%) y un menor contenido de feldespatos respecto de SI. Los valores promedio de los componentes de SII (recalculados al 100%) son Q 67%, F 15% y L 18%. SII coincide con las unidades superiores del alomembro C.

La diferencia composicional que se observa entre estas dos subpetrofacies podría estar originada por un control ambiental donde el mayor contenido de cuarzo de SII se originaría por: a) un mayor tiempo de transporte de estos sedimentos y/o, b) ambientes de sedimentación más energéticos y/o c) retrabajo de niveles subyacentes o una combinación de estos factores (cf. Mack, 1978). A pesar de ello, se estaría evidenciando un paulatino incremento en el aporte de clastos de origen volcánico respecto de una menor presencia de feldespatos (verdadera señal de procedencia) y evidencias de vulcanismo explosivo contemporáneo (niveles de tobas).

Cuando se grafican los valores de los componentes modales de las areniscas de la Formación Sobral en el diagrama QFL de Dickinson (Dickinson *et al.*, 1983), se observa que todas éstas se encuentran dentro del campo de los orógenos reciclados (Fig. 9). Al representarlas en el diagrama QmFLt, se observa que las muestras correspondientes a la subpetrofacies SI, se distribuyen entre los campos de orógeno reciclado cuarzoso y de mezcla, mientras que los valores de la subpetrofacies SII se ubican en el campo de mezcla (Fig. 9). Utilizando el criterio Garzanti *et al.* (2007), al representar los valores diferenciando el origen de los fragmentos líticos (Lv, Lm, Ls), se observa que éstos provienen de un de arco volcánico no disectado (Fig. 10) debido al predominio casi exclusivo de líticos volcánicos, sin embargo la ausencia de líticos sedimentarios no es inesperada dado el bajo grado de cementación y fina granulometría de las rocas subyacentes.

Como se dijo previamente, la Formación Cross Valley se caracteriza por un alto contenido de fragmentos líticos de origen volcánico, aunque en los

niveles basales la presencia de los mismos no es tan alta. Basados en la evolución de los componentes modales, en esta formación pueden reconocerse dos subpetrofacies, CVI y CVII. La primera (CVI) posee un bajo contenido de fragmentos líticos (L menor al 25%) y mayor contenido de cuarzo (Q mayor al 19%) que la segunda. Los valores promedio de sus componentes recalculados al 100% son Q 66%, F 15% y L 19%. Por otra parte, CVII presenta un alto contenido de fragmentos líticos (L mayor al 25%) y bajo contenido de cuarzo (Q menor al 19%). Los valores promedio de sus componentes recalculados al 100% son Q 9%, F 18% y L 73%. Al igual que en la Formación Sobral, la distribución de estas subpetrofacies parecería indicar un control ambiental para las mismas, siendo CVI producto de: **a.** la concentración de fragmentos más resistentes en ambientes más energéticos y/o; **b.** un mayor tiempo de transporte y/o **c.** retrabajo de unidades subyacentes. La glauconita que se observa en la base de esta formación podría estar reemplazando a parte de los fragmentos líticos, generando un menor contenido de estos componentes. En los sectores medios a superiores, se registraría un aumento en el aporte de componentes volcánicos (verdadera señal de procedencia).

Cuando se representan los valores de los componentes modales de las areniscas de la Formación Cross Valley en el diagrama QFL de Dickinson (Dickinson *et al.*, 1983), se observa que la subpetrofacies CVI se sitúa dentro de los campos de los orógenos reciclados y de los arcos disectados mientras que la petrofacies CVII se ubica, como cabría de esperarse, en los campos correspondientes a los arcos no disectados y arcos transicionales (Fig. 9). Al representarlas en el diagrama QmFLt, se observa una mayor dispersión de la petrofacies CVI, ubicándose en los campos de orógeno reciclado cuarzoso, reciclado transicional y arco disectado. Los valores de la petrofacies CVII se ubican en el campo de arco volcánico, reciclado lítico y arco transicional (Fig. 9). Utilizando el criterio Garzanti *et al.* (2007), al representar los valores diferenciando el origen de los fragmentos líticos (Lv, Lm, Ls), se observa que éstos provienen de un de arco no disectado (Fig. 10). En el techo de la Formación Cross Valley se encuentra un alto contenido de cuarzo policristalino de origen metamórfico, lo que evidenciaría un mayor aporte desde un orógeno reciclado (Fig.11).

## 5. Evolución petrográfica y discusión

Al analizar los resultados obtenidos de los diagramas de procedencia junto al marco geológico regional y la evolución de las unidades estudiadas, se puede reconocer que el aporte de sedimentos provino desde la península Antártica, un arco magmático Mesozoico-Cenozoico (GVAP) construido sobre un zócalo leptometamórfico (GTP) que en conjunto constituye una faja orogénica de larga vida.

Al analizar el contenido de fragmentos líticos de las areniscas, se observa que mayoritariamente estos son de origen volcánico, indicando un aporte principal y dominante del arco volcánico. Los fragmentos de composición volcánica básica y parte de aquellos de composición intermedia sugieren una fuente del Grupo Volcánico Antarctic Peninsula. El aporte desde un arco volcánico activo queda evidenciado por los niveles de tobas presentes en las unidades basales de la Formación Sobral y en las unidades medias de la Formación Cross Valley compuestas por un alto contenido de fragmentos líticos de origen volcánico no alterados.

Un problema que se observa en la Formación Sobral, es que sus muestras se sitúan en el campo de los orógenos reciclados. Esto se debe a la abundancia en cuarzo que presentan sus areniscas. Este alto contenido de cuarzo puede explicarse por diferentes hipótesis: **a.** un control paleoambiental; **b.** un mayor aporte del basamento metamórfico del Grupo Trinity Peninsula; **c.** un aporte de cuarzo volcánico; **d.** importante aporte intracuenal.

La abundancia de cuarzo monocristalino, la presencia de fragmentos líticos de origen metamórfico, fragmentos líticos volcánicos con evidencias de retrabajo y de minerales de origen plutónico estarían indicando que para el Paleoceno todas las unidades basales de la cuenca se encontraban expuestas y eran erosionadas. Como se mencionó previamente, el basamento de la cuenca se encuentra compuesto por metamorfitas de bajo grado (GTP), rocas volcánicas y su cohorte plutónica (GVAP), es decir una combinación típica de un área orogénica. La ausencia de fragmentos líticos de origen sedimentario podría deberse al bajo grado de consolidación que presentan gran parte de las rocas de la cuenca y al tamaño de grano de las muestras estudiadas (arenas). La presencia minoritaria de componentes de origen plutónico y metamórfico estaría indicando el aporte desde un arco volcánico activo que está

siendo erosionado. Macellari (1992) sugiere que la progresiva migración hacia el norte del vulcanismo de arco se debe a la convergencia oblicua de la subducción de la placa oceánica Phoenix por debajo de la Placa Antártica. Debido a esta migración, la zona de subducción deja de ser activa hacia el sur, por lo tanto el vulcanismo en esta zona se interrumpe. Sin embargo los niveles tobáceos presentes dentro de la Formación Sobral atestiguan de vulcanismo explosivo contemporáneo, por lo que al menos hasta el Paleoceno habría habido vulcanismo activo en la zona de la Península Antártica a la latitud de la isla Marambio. El citado autor (Macellari, 1992) indica que el cuarzo con extinción recta podría corresponder a fuentes volcánicas y que los niveles de tobas sugieren un vulcanismo ácido y explosivo para los niveles cuspidales del Maastrichtiano y el Paleoceno temprano. Esta podría ser la causa del enriquecimiento en fragmentos cuarzosos y el ploteo de las muestras dentro del campo de los orógenos reciclados.

Macellari (1992) propone para el Maastrichtiano tardío y Paleoceno temprano un aumento en la intensidad de la actividad volcánica producto del incremento en la velocidad de subducción, lo que este estudio parecería confirmar, aunque sugiere una etapa posterior de cesación en la actividad volcánica lo que no es congruente con la aparición de facies volcanoclásticas basales de la Formación Cross Valley.

En forma consecuente, en la suprayacente Formación Cross Valley se encuentra un marcado predominio de fragmentos líticos volcánicos mesosilícicos a básicos junto a un bajo contenido de cuarzo que representaría el nuevo aporte del arco volcánico ahora de composición mesosilícica a básica. En el sector medio de esta formación es donde se encuentra un aporte exclusivamente del arco volcánico. Esto podría explicarse como producto de un aumento en la intensidad del mismo o por la erosión de la cubierta volcánica que se encontraba en la Península Antártica. Cabe mencionar que Macellari (1992) reconoce este nuevo y composicionalmente diferente aporte de fragmentos de rocas volcánicas en la parte cuspidal de la Formación Sobral. Sin embargo nuestro esquema estratigráfico asigna estas rocas a la Formación Cross Valley. Por lo tanto o bien hubo una evolución continua del arco magmático desde ácido y explosivo hasta mesosilícico-básico y lávico durante el Paleoceno o bien existieron dos

pulsos volcánicos diferenciados separados por un período de inactividad magmática. Futuros estudios basados en análisis geoquímicos de los niveles de tobas y los clastos volcánicos podrían llegar a resolver este problema.

En los niveles cuspidales de la Formación Cross Valley se observa un incremento en el contenido de cuarzo y en el techo de la misma es posible encontrar una mayor presencia de cuarzo policristalino con evidencias de metamorfismo, lo que indicaría nuevamente que el aporte del basamento metamórfico prevalece respecto del de arco volcánico.

Básicamente, el estudio composicional de las areniscas de las formaciones Sobral y Cross Valley permite establecer a través de las diferenciación de sus petrofacies una evolución que sugiere un progresivo incremento en el aporte desde un arco volcánico que habría incrementado su actividad durante el Daniano (tobas en la Formación Sobral) hasta el Selandiano tardío o Thanetiano (detritos volcanoclásticos de la parte media de la Formación Cross Valley), pero que habría cesado nuevamente hacia el Thanetiano tardío, siendo reemplazados por una fuente de basamento (porción cuspidal de la Formación Cross Valley). Esta es la única evidencia de actividad volcánica paleocena en la Península Antártica.

Por otra parte, la diferenciación de subpetrofacies permite inferir el control de los ambientes sedimentarios sobre las modas detríticas y su interferencia con la señal de procedencia. El incremento de cuarzo y glauconita en algunas unidades puede relacionarse con las superficies de discontinuidad y erosión, con el retrabajo de las unidades subyacentes cortadas por dichas superficies y/o con ambientes depositacionales de mayor energía.

Finalmente, se postula la superposición de dos fuentes predominantes de detritos, una extra y otra intracuencal. La primera de ella representa la denudación de un arco volcánico episódicamente activo, con exposición de sus raíces plutónicas y metamórficas, ubicado en la posición actual de la Península Antártica. Esta fuente es caracterizada por los líticos volcánicos y en menor medida metamórficos con porcentajes variables de cuarzo y feldespatos. La representación de estas rocas en los diagramas de procedencia indican orógenos reciclados, arcos disectados a no disectados. Al mismo tiempo, el alto porcentaje de cuarzo monocristalino que se registra en algunas secciones de la sucesión (cuyos ploteos

indican procedencia de un orógeno reciclado o zona de mezcla) señala el enriquecimiento en fragmentos resistentes a partir del retrabajo de las sedimentitas cretácicas subyacentes favorecido por el carácter friable de las mismas y/o el desarrollo de ambientes de sedimentación de alta energía y/o baja velocidad de soterramiento a lo que se sumaría el aporte de fragmentos cuarzosos producto de un vulcanismo ácido explosivo.

### Agradecimientos

Los autores agradecen al Instituto Antártico Argentino por permitir la continuidad de los estudios en la isla Marambio y a la Dirección Nacional del Antártico y Fuerza Aérea Argentina por el apoyo logístico en Antártica. S.A.M. agradece a la National Geographic Society los subsidios recibidos.

Se agradecen los comentarios y sugerencia de los tres árbitros de este manuscrito y especialmente al Dr. E. Olivero por su ayuda en la mejora del mismo.

### Referencias

- Adie, R.J. 1957. The Petrology of Graham Land: III. Metamorphic rocks of the Trinity Peninsula Series. Falkland Island Dependencies Survey Scientific Reports 20: 1-26.
- Amoedo, P.E. 1992. Estudio sedimentológico de la Formación Cross Valley, isla Marambio, Antártica. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 128 p.
- Amorosi, A.; Sammartino, I.; Tateo, F. 2007. Evolution patterns of glaucony maturity: A mineralogical and geochemical approach. Deep-Sea Research Part II, 54 (11-13): 1364-1374.
- Askin, R.A. 1988. Campanian to Paleocene palynological succession of Seymour and adjacent islands, north-eastern Antarctic Peninsula. *In* Geology and Paleontology of Seymour Island Antarctic Peninsula (Feldman, R.M.; Woodburne, M.O.; editors). Geological Society of America, Memoir 169: 131-153.
- Del Valle, R.A. 1991. Evolución geológica de la Cuenca Mesozoica de pos-arco del extremo. Noreste de la península Antártica. Tesis Doctoral (Inédita), Universidad de Buenos Aires: 278 p.
- Del Valle, R.A.; Elliot, D.H.; Thomson, M.R.A. 1992. Sedimentary basins on the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature. Antarctic Science 4: 477-478.

- Dickinson, W.R.; Beard, L.S.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A.; Ryberg, P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geological Society of America, Bulletin 94: 222-235.
- Dickinson, W.R.; Suczek, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 63: 2164-2182.
- Dingle, R.V.; Lavelle, M. 1998. Late Cretaceous-Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 141: 215-232.
- Doktor, M.; Gazdzicki, A.; Marensi, S.A.; Porebski, S.J.; Santillana, S.N.; Vrba, A.V. 1988. Argentine-Polish geological investigations on Seymour (Marambio) Island, Antarctica. Polish Polar Research 9 (4): 521-541.
- Elliot, D.H.; Rinaldi, C.A.; Zinsmeister, W.; Trautman, T.A.; Bryant, W.A.; Del Valle, R.A. 1975. Geological investigations on Seymour Island, Antarctic Peninsula. Antarctic Journal of the United States 10 (4): 182-186.
- Elliot, D.H.; Trautman, T.A. 1982. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. In Antarctic Geoscience (Craddock, C.; editor). University of Wisconsin Press, Madison: 287-297.
- Espejo, I.S.; López Gamundí, O.R. 1994. Source versus depositional controls on sandstone composition in a foreland basin: El Imperial Formation (Mid Carboniferous-Lower Permian), San Rafael Basin, western Argentina. Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes 64: 8-16.
- Farquharson, G.W. 1982a. Late Mesozoic sedimentation in the northern Antarctic Peninsula and its relationship to the southern Andes. Journal of the Geological Society of London 139: 721-727.
- Farquharson, G.W. 1982b. Lacustrine deltas in Mesozoic alluvial sequence from Camp Hill, Antarctica. Sedimentology 29: 717-725.
- Farquharson, G.W. 1983. The Nordenskjöld Formation of the northern Antarctic Peninsula: an Upper Jurassic radiolarian mudstone and tuff sequence. Bulletin, British Antarctic Survey 60: 1-22.
- Folk, R.L.; Andrews, P.B.; Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 13: 937-968.
- Garzanti, E. 1986. Source rock versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenitas (Upper Triassic, Northern Italy). Journal of Sedimentary Petrology 56: 267-285.
- Garzanti, E.; Doglioni, C.; Vezzoli, G.; Ando, S. 2007. Orogenic Belts and Orogenic Sediment Provenance. Journal of Geology 115: 315-334.
- Harwood, D.M. 1988. Upper Cretaceous and lower Paleocene diatom and silicoflagellate biostratigraphy of Seymour Island, eastern Antarctic Peninsula. In Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula (Feldman, R.M.; Woodburne, M.O.; editors). Geological Society of America, Memoir 169: 55-129.
- Hathway, B. 2000. Continental rift to back-arc basin: Jurassic-Cretaceous Stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. Journal of the Geological Society of London 157: 417-432.
- Huber, B.T. 1988. Upper Campanian-Paleocene foraminifera from the James Ross Island region, Antarctic Peninsula. In Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula (Feldman, R.M.; Woodburne, M.O.; editors). Geological Society of America, Memoir 169: 163-252.
- Ineson, J.R.; Crame, A.; Thomson, M.R.A. 1986. Lithostratigraphy of the Cretaceous strata of west James Ross Island. Cretaceous Research 7: 141-159.
- Ingersoll, R.V.; Bullard, T.F.; Ford, R.L.; Grimm, J.P.; Pickle, J.D.; Sares, S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. Journal of Sedimentary Petrology 54: 103-116.
- LaBrecque, J.L.; Ghidella, M.E. 1997. Bathymetry, depth to magnetic basement, and sediment thickness estimates from aerogeophysical data over the Western Weddell Basin. Journal of Geophysical Research 102 (B4): 7929-7946.
- Macellari, C.E. 1992. Petrografía sedimentaria del Cretácico Superior-Terciario Inferior de la Isla Marambio (Seymour), Península Antártica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47 (1): 9-27.
- Macellari, C.E. 1984. Late Cretaceous stratigraphy, sedimentology, and macropaleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula. Ph.D. Dissertation (Unpublished), The Ohio State University: 599 p.
- Macellari, C.E. 1988. Stratigraphy, sedimentology and paleoecology of Upper Cretaceous/Paleocene shelf-deltaic sediments of Seymour Island. In Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula (Feldman, R.M.; Woodburne, M.O.; editors). Geological Society of America Memoir 169: 25-53.

- Mack, G.H. 1978. The survivability of labile light-mineral grains in fluvial, aeolian and littoral marine environments: the Permian Cutler and Cedar Mesa Formations, Moab, Utah. *Sedimentology* 25: 587-604.
- Marensi, S.A. 1995. Sedimentología y paleoambientes de sedimentación de la Formación La Meseta, isla Marambio, Antártica. Tesis Doctoral (Inédito), Universidad de Buenos Aires: 330 p.
- Marensi, S.A.; Santillana, S.N.; Net, L.I.; Rinaldi, C.A. 1999. Heavy mineral suites as provenance indicator: La Meseta Formation (Eocene), Antarctic Peninsula. *Revista de la Asociación Sedimentológica Argentina* 5 (1): 9-19.
- Marensi, S.A.; Net, L.I.; Santillana, S.N. 2002. Provenance, Environmental and Paleogeographic Controls on Sandstone composition in an Incised-Valley System: The Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. *Sedimentary Geology* 150: 301-321.
- Marensi, S.A.; Santillana, S.N. 2003.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  derived ages from the lower Sobral Formation, Paleocene, Seymour Island, Antarctica Peninsula. *In International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, No. 9, Programme and Abstracts: 219-220. Potsdam-Alemania.
- Marensi, S.A.; Santillana, S.N.; Montes, M.; Nozal, F.; Olivero, E.B. 2008. New geological map scale 1:20.000 of Marambio (Seymour) Island, West Antarctica. SCAR-Open Science Conference, San Petersburgo. Abstract volume: 76 p.
- Medina, F.A.; Ramos, A. 1981. Geología de las inmediaciones del Refugio Ameghino 64°26'S, 58°59'W, Tierra de San Martín, península Antártica. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 8, Actas II: 871-882. San Luis.
- Montes, M.; Santillana, S.N.; Marensi, S.A. 2007. Secuencias de relleno del valle incidido en la Formación Cross Valley. Paleoceno superior de la isla Marambio (Mar de Weddell, Antártica). *In Simposio Argentino*, No. 6 y Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, No. 3. Resumen Expandido GEORE830: 4 p. Actas, CD-ROM. Buenos Aires.
- Montes, M.; Nozal, F.; Santillana, S.N.; Marensi, S.A.; Olivero, E.B.; Maestro, A. 2008. Mapa geológico 1:20.000 de la isla Marambio (mar de Weddell, Antártida). *In Congreso Geológico de España*, No. 7, Las Palmas. *Geotemas* 10: 709-712.
- Olivero, E.B.; Ponce, J.J.; Marsicano, C.A. 2007. Depositional settings of the basal López de Bertodano Formation, Maastrichtian, Antarctica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (4): 521-529.
- Palamarczuk, S.; Ambrosini, G.; Villar, H.; Medina, F.A.; Martínez Macchiavello, J.C.; Rinaldi, C.A. 1984. Las Formaciones López de Bertodano y Sobral en la isla Vicecomodoro Marambio, Antártica. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 9, Actas I: 7-24. Río Negro.
- Pirrie, D. 1994. Petrology and provenance of the Marambio Group, Vega Islanda, Antartica. *Antarctic Science* 6: 517-527.
- Pirrie, D.; Crame, J.A.; Riding, J.B. 1991. Late Cretaceous stratigraphy and sedimentology of Cape Lamb, Vega Island, Antarctica. *Cretaceous Research* 12: 227-258.
- Riding, B.; Crame, A. 2002. Aptian to Coniacian (early-late Cretaceous) palynostratigraphy of the Gustav Group, James Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research* 23: 739-760.
- Rieske, D.A. 1990. The depositional environment, provenance and volcanic history of the Paleocene strata of the James Ross Island Basin, Antarctica. Ph.D. Thesis (Unpublished), The Ohio State University: 149 p.
- Riley, T.R.; Leat, P.T. 1999. Large volume silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Gondwana: lithological and stratigraphical investigation from the Antarctic Peninsula. *Geological Magazine* 136: 1-16.
- Rinaldi, C.A.; Massabie, A.; Morelli, J.; Rosenman, L.H.; Del Valle, R.A. 1978. Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártica. *Contribución Instituto Antártico Argentino* 217: 1-37.
- Rinaldi, C.A. 1982. The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group. *In Antarctic Geoscience* (Craddock, C.; editor). The University of Wisconsin Press, Madison: 331-337.
- Sadler, P.M. 1988. Geometry and stratification of uppermost Cretaceous and Paleogene units on Seymour Island, northern Antarctic Peninsula. *In Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula* (Feldman, R.M.; Woodburne, M.O.; editors). *Geological Society of America Memoir* 169: 303-320.
- Sánchez, R.A. 1991. Sedimentología de las Formaciones Sobral y Cross Valley en la región del cabo Gorrochategui (Cape Wiman), isla Marambio (Seymour), Antártica. Trabajo Final de Licenciatura (Inédito), Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 83 p.
- Sánchez, R.; Marensi, S. 1992. Paleoenvironmental reconstruction of the Sobral Formation in cape Wiman (Gorrochategui), Seymour Island (Marambio), Antarctica. IGCP Project 301 'Paleogene of South America', Abstracts: 39. Punta Arenas, Chile.

- Santillana S.; Marensi, S. 1997. Descripción e interpretación de las discordancias paleocenas de la isla Marambio, Antártica. *In* Jornadas sobre Investigaciones Antárticas, No. 4, Actas: 262-266. Buenos Aires.
- Santillana, S.N.; Montes, M.; Marensi, S.A. 2007. Secuencias Estratigráficas de la Formación Sobral, Paleoceno de la Isla Marambio (Mar de Weddell, Antártica). *In* Simposio Argentino, No. 6 y Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, No. 3. Resumen Expandido GEORE829: 4 p. Actas, CD-ROM. Buenos Aires.
- Smellie, J.L.; Millar, I.L. 1995. New K-Ar isotropic ages of schists from Nordenskiöld Coast, Antarctic Peninsula: oldest part of the Trinity Peninsula Group? *Antarctic Science* 7: 191-196.
- Storey, B.C.; Garrett, S.W. 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism, and extension. *Geological Magazine* 122: 5-14.
- Suttner, L.J.; Basu, A.; Mack, G.H. 1981. Climate and the origin of quartzarenite. *Journal of Sedimentary Petrology* 51: 1235-1246.
- Suttner, L.J.; Dutta, P.K. 1986. Alluvial sands composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology* 56: 329-345.
- Tambussi, C.; Reguero, M.; Marensi, S.; Santillana, S. 2005. *Crossvallia unenwillia*, a new Spheniscidae (Sphenisciforme, Aves) from late Paleocene of Antarctica. *Geobios* 172: 1-9.
- Thomson, M.A.R. 1977. Mesozoic Paleogeography of West Antarctica. *In* *Antarctic Geoscience* (Craddock, C.; editor). Madison: 331-337.
- Thomson, M.R.A.; Pankhurst, R.J.; Clarkson, P.D. 1983. The Antarctic Peninsula a late Mesozoic-Cenozoic arc (Review). *In* *Antarctic Earth Science* (Oliver, R.L.; James, P.R.; Jago, J.B.; editors). Australian Academy of Science: 289-294. Canberra.
- Wrenn, J.H.; Hart, G.F. 1988. Paleogene dinoflagel-late cyst biostratigraphy of Seymour Island, Antarctica. *In* *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula* (Feldman, R.M.; Woodburne, M.O.; editors). Geological Society of America Memoir 169: 321-448.