

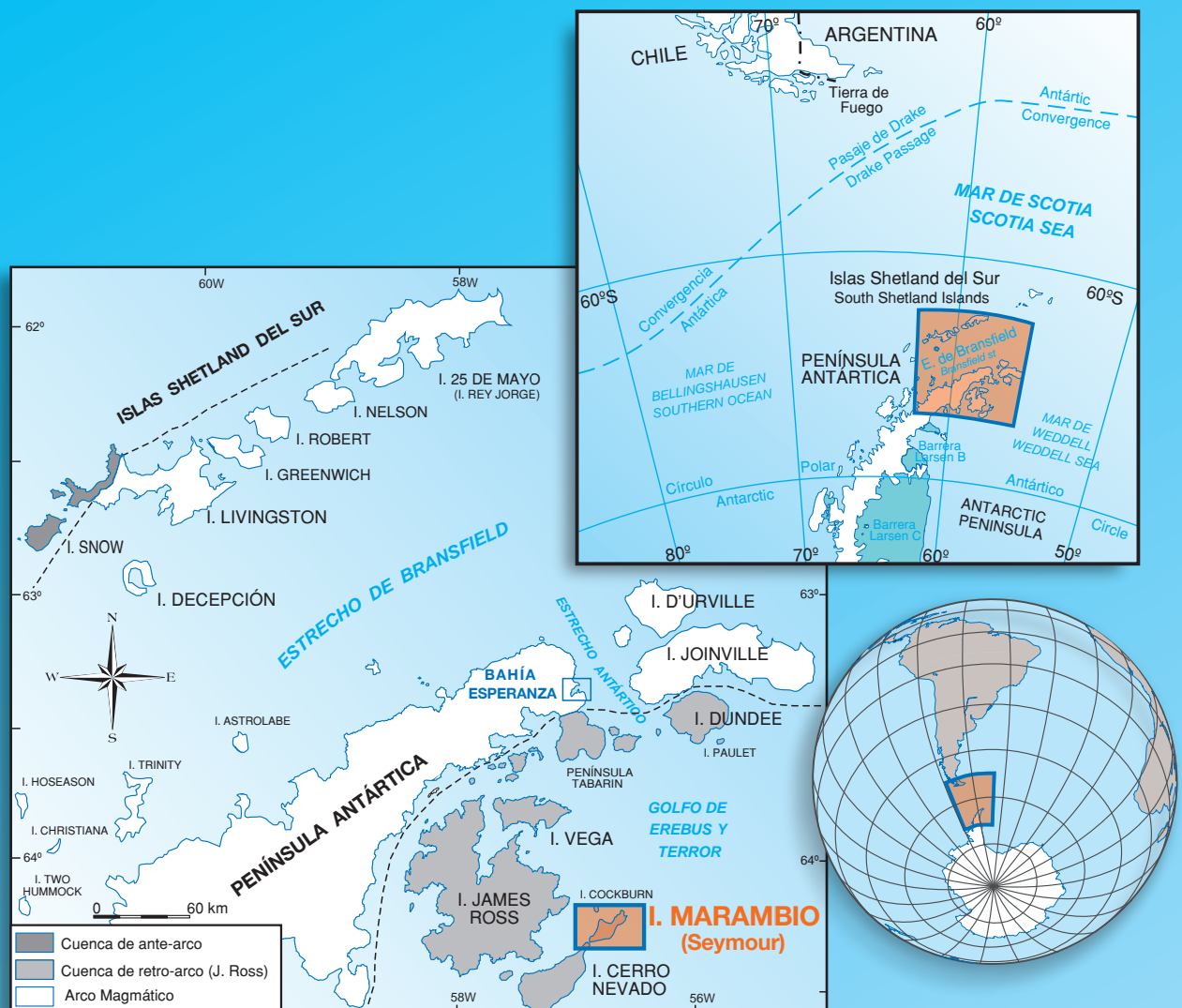


SERIE CARTOGRÁFICA GEOCIENTÍFICA ANTÁRTICA

Mapas Geológico y Geomorfológico y texto suplementario

# Geología y Geomorfología de isla Marambio (Seymour)

ESCALA DE LOS MAPAS 1: 20.000



Serie Cartográfica Geocientífica Antártica

# **GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DE ISLA MARAMBIO (SEYMOUR)**

Escala de los mapas 1:20.000

Mapa Geológico realizado por M. Montes, F. Nozal, S. Santillana, E. Olivero y S. Marensi

Mapa Geomorfológico realizado por F. Nozal, M. Montes, S. Santillana y A. Martín-Serrano

Textos por M. Montes, F. Nozal, E. Olivero, G. Gallastegui, S. Santillana, A. Maestro, J. López-Martínez, L. González y A. Martín-Serrano

Editado por M. Montes, F. Nozal y S. Santillana

Publicación del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), en colaboración con el Instituto Antártico Argentino (IAA)



**PUBLICADO POR EL INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME)  
2019**

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

Publicado por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME).  
Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid, España

© Instituto Geológico y Minero de España  
NIPO: 697-19-015-5  
ISBN: 978-84-9138-083-2  
Depósito legal: M-21.934-2019

## **INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME)**

*Director:* Francisco González Lodeiro

*Subdirector del Dpto. de Investigación y Prospectiva Geocientífica:* Roberto Rodríguez Fernández

*Jefe del Área de Geología, Geomorfología y Cartografía Geológica:* Alejandro Robador Moreno

*Edición de las Series Cartográficas y Memoria:* Gloria Romero Canencia

### **Referencia bibliográfica recomendada para el Mapa Geológico:**

Montes, M.; Nozal, F.; Santillana, S.; Marensi, S. y Olivero, E. (2013): Mapa Geológico de isla Marambio (Seymour); escala 1:20.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.

### **Referencia bibliográfica recomendada para el Mapa Geomorfológico:**

Nozal, F.; Montes, M.; Santillana, S. y Martín-Serrano, A. (2013): Mapa Geomorfológico de isla Marambio (Seymour); escala 1:20.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.

### **Referencia bibliográfica recomendada para la Memoria:**

Montes, M.; Nozal, F.; Olivero, E.; Gallastegui, G.; Santillana, S.; Maestro, A.; López-Martínez, J.; González, L. y Martín-Serrano, A. (2019): *Geología y Geomorfología de isla Marambio (Seymour)*. (Montes, M.; Nozal F. y Santillana, S., Eds.). *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*; 1:20.000, 1ª edición. Acompañado de mapas. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino, 300 p.

### **Referencia bibliográfica recomendada para los capítulos de la Memoria (ejemplo):**

Nozal, F.; Montes, M. y Martín-Serrano, A. (2019): 7-Geomorfología. En: *Geología y Geomorfología de isla Marambio (Seymour)*. (Montes, M., Nozal F. y Santillana, S., Eds.). *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*, 1:20.000. 1ª edición. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino, 209-286.



*"...We have been close enough to the land to enable us to distinguish the colouring of the rocks... It is almost unbearable to see the land so close and yet have no means to land on it. We feel tempted to jump overboard and swim. All our boats hang idle on davits, yet we are not allowed one to land with... Captain Larsen of the Jason has landed, and tells us he found beds of fossils on the beach..."*

(Relato textual con las frustraciones de los naturalistas Donald y Bruce de la expedición de Larsen 1892-93, ante la prohibición expresa de desembarcar en la Isla Seymour, narrado por Murdock, 1894)

"Entre las líneas, símbolos y colores de los mapas geológicos, también están plasmadas las aventuras de las personas que emplearon tiempo, experiencia y vida en realizarlos"

(Manuel Montes)



# GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DE ISLA MARAMBIO (SEYMOUR)

*M. Montes, F. Nozal, E. Olivero, G. Gallastegui, S. Santillana, A. Maestro,  
J. López-Martínez, L. González, A. Martín-Serrano*

## Presentación

La cartografía geológica en sentido amplio, es una poderosa herramienta para la investigación geológica y por lo general representa la primera y más valiosa etapa de reconocimiento geológico de una región. En este trabajo se presentan los Mapas Geológico y Geomorfológico de isla Marambio (Seymour) situada en el extremo nororiental de la Península Antártica, entre el Mar de Weddell y el golfo de Erebus y Terror a una latitud y longitud medias de 64°15'S y 56°40'W.

Isla Marambio fue descubierta en 1843 en la legendaria expedición de James Clark Ross siendo denominada como *Cap Seymour*. Posteriormente fue reseñada por el capitán Larsen a finales del siglo XIX, siendo objeto de numerosas expediciones científicas desde el inicio del Siglo XX, con la famosa expedición dirigida por el geólogo sueco Otto Nordenskjöld (1901-03). Actualmente en su zona norte, se ubica la "Base Marambio" de la República Argentina, de estatus permanente y con aeródromo, que la hace más accesible desde el punto de vista logístico.

En cuanto a la Geología, isla Marambio presenta unos excepcionales afloramientos de rocas sedimentarias de edad mesozoico-cenozoica, pertenecientes a la Cuenca James Ross. La calidad de dichos afloramientos se debe principalmente a la ausencia de hielos permanentes en su superficie que permite observar un registro sedimentario único en el mundo como son entre otros: el afloramiento continuo y cartografiado de mayor extensión del planeta del límite Cretácico/Paleógeno (K-Pg), el único de la Antártida, y el más austral del planeta; dos valles incididos y rellenos de sedimentos de edad paleógena sobre una plataforma marina de edad cretácica, que por su calidad de afloramiento y arquitectura de su relleno, son modélicos a nivel mundial; y lo más importante: la única serie aflorante del Paleógeno de la Antártida donde se pueden obtener datos sobre el terreno para la reconstrucción de la historia de La Tierra de esta edad en latitudes australes (Paleogeografía, Tectónica, Paleoclimatología, Paleontología, etc.).

Además, desde el punto de vista geotectónico, sus materiales registran la apertura del Estrecho de Drake que según los modelos geofísicos pudo producirse al final del Eoceno superior (34 Ma) y el subsiguiente aislamiento climático de la Antártida, que culminó a finales del Cenozoico en la generación de los actuales casquetes glaciares. Es obvia la importancia que tiene el estudio de dicho registro estratigráfico para la comprensión de los cambios climáticos actuales.

Pero sin duda, isla Marambio es una referencia a nivel planetario en cuanto a su diversidad y riqueza paleontológica, pues entre otros hallazgos y sin ser exhaustivo, cuenta con: el fósil de pingüino más antiguo del registro de la Antártida (Paleoceno superior); posiblemente uno de los arqueocetos (precursor de las ballenas) más antiguo del registro fósil; varias especies nuevas de plesiosaurios; el primer marsupial antártico, la primera y única flor fósil encontrada hasta ahora en la Antártida; el primer mamífero ungulado antártico; la primera ave voladora del Cenozoico de la Antártida; gran variedad de madera fósil distribuida por toda la serie cenozoica y reveladora de importantes cambios paleoclimáticos; gran riqueza de grupos micropaleontológicos únicos en latitudes australes (dinoflagelados, palinomorfos, etc.) y una malacofauna, asimismo única, por su variedad y por la calidad de conservación excepcional de las acumulaciones de bivalvos (coquinas).

Sobre esta isla de tan especial interés para la geología de la Antártida y a escala mundial, se presentan en esta memoria los Mapas Geológico y Geomorfológico. Los mapas han sido publicados por el *Instituto Geológico y Minero de España (IGME, Servicio Geológico de España)* y la colaboración científica y el apoyo logístico del *Instituto Antártico Argentino (IAA)*, en el marco de la colaboración de ambas instituciones y dentro de la nueva "Serie Cartográfica Geocientífica Antártica" del IGME, en parte financiada por la Investigación Polar Española. El trabajo de campo se llevó a cabo durante las temporadas de verano austral entre 2006-2011. La escala de la edición de los dos mapas es 1:20.000, aunque la escala de trabajo fue de 1:10.000, sobre la base topográfica producida por el USGS y el IAA. Las leyendas, símbolos y contenidos de los mapas, son los de la normativa del IGME en la realización de mapas geológicos. La memoria ha sido imprimida en España por el IGME.

El gran interés científico de isla Marambio y de la Cuenca James Ross, ha producido abundantes publicaciones científicas, si se compara con las de otras regiones de la Antártida: en Paleontología terrestre (excluidas los sondeos de investigación), la cuenca contiene más de la mitad de todo lo publicado hasta la fecha en la Antártida; y en Ciencias de la Tierra, (excluyendo la investigación de Glaciología, Alta Atmósfera y Cambio Climático), un buen porcentaje de todos los artículos relacionados con el continente. Se espera que en el futuro tales investigaciones continúen con gran profusión.

Esperamos que estos mapas geológicos puedan ser una herramienta poderosa para la investigación geocientífica futura como una verdadera base de datos del reconocimiento geológico de la región y para la gestión y conservación de este importante patrimonio antártico.

## Presentation

Geological mapping is a powerful tool for geological research and usually represents the first and most valuable stage of geological exploration of a region. This work presents the Geological and Geomorphological Maps of Seymour (Marambio) Island, located at the northeastern end of the Antarctic Peninsula, between the Weddell Sea and the Gulf of Erebus and Terror, at an average latitude and longitude of 64°15'S and 56°40'W.

Seymour Island was discovered in 1843 on the legendary expedition of James Clark Ross, and then named Cap Seymour. It was subsequently reviewed by Captain Larsen at the end of the 19th century, and became the subject of numerous scientific expeditions since the beginning of the 20th century, including the famous expedition led by Swedish geologist Otto Nordenskjöld (1901-03). Currently, the "Marambio Station" of the Argentine Republic, is located on the northeast area of the island, having permanent status and an aerodrome, which makes it more accessible from a logistic standpoint.

In geological terms, Seymour Island has exceptional outcrops of sedimentary rocks of Mesozoic-Cenozoic age, belonging to the James Ross Basin. The quality of these outcrops is mainly due to the absence of permanent ice on their surface, thus enabling on to observe a truly unique sedimentary register: the southernmost record of the Cretaceous/Paleogene (K-Pg) boundary, the only one in Antarctica. It is furthermore the one with the greatest extent of continuous, mappable outcrops on the Earth; two incised valleys filled with Paleogene sediments over a cretaceous marine platform. Most importantly, it is the only series of the Antarctic Paleogene where researchers can obtain samples in outcrop for the study and reconstruction of the Earth's history at such southern latitudes (Paleogeography, Tectonics, Paleontology, Paleoclimatology, etc.).

In addition, from a geotectonic point of view, the sediment of Seymour Island records the opening of the Drake Passage. According to geophysical models, this could have occurred at the end of the late Eocene (34 Ma). The subsequent climatic isolation of Antarctica culminated at the end of the Cenozoic, with the generation of the current ice caps. The importance of studying this stratigraphic record to arrive at an understanding of current climate changes is obvious.

Furthermore, Seymour Island is singular for its abundance and diversity in fossil remains. Its paleontological wealth, already reported by Captain Larsen, aroused great interest in the early years

of Antarctic polar research. Discovered on this island, among other gems, are: the oldest penguin in the Antarctic fossil record (late Paleocene); possibly one of the oldest archaeocetes (precursor of whales) in the planetary fossil record; several new species of plesiosaurs, the first Antarctic marsupial; the first and only fossil flower found in Antarctica; the first Antarctic ungulate mammal; the first flying bird of the Antarctic Cenozoic; a large variety of fossil wood distributed throughout the Cenozoic series, revealing important paleoclimatic changes; a great diversity of endemic micropaleontological groups in southern latitudes (dinoflagellates, palynomorphs, etc.); and a unique malacofauna, given its variety and the exceptional conservation quality of bivalve accumulations (coquinas).

This island of such special interest for the geology of Antarctica and worldwide, now features Geological and Geomorphological Maps, presented here. The maps, published by the *Instituto Geológico y Minero de España (IGME, Geological Survey of Spain)*, involved the scientific collaboration and logistical support of the *Instituto Antártico Argentino (IAA)*, within the framework of the collaboration of both institutions and within the new "*Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*" of the IGME, partly supported by Spanish Polar Research. Fieldwork was carried out during the southern summer season during the years 2006-2011. The scale of the edition of the two maps is 1:20,000, although the scale of work was 1:10,000, on the topographic basis produced by the USGS and the IAA. The legends, symbols and contents of the maps follow IGME regulations for the creation of geological maps. The booklet was printed in Spain by the IGME.

The vast scientific interest surrounding Seymour Island and James Ross Basin has produced abundant scientific publications, not comparable with those of other sites in Antarctica. In terrestrial Paleontology (excluding research drillings), this basin represents more than half of everything published to date regarding Antarctica. In the Earth Sciences (excluding Glaciology, High Atmosphere and Climate Change research), this area is the subject of a good percentage of all printed articles related to the continent. It is expected that in the future there will continue to be profuse investigation surrounding Seymour Island.

These new geological maps can be considered a powerful tool for future geoscience research, standing as a database of the geological recognition of the region. We hope that they will be useful for the scientific community working on Antarctic geosciences, in addition to providing an authoritative Earth Science basis for the future management and conservation of this outstanding Antarctic site.

**Filiación de autores y editores de Mapas y Memoria**

Manuel MONTES	Instituto Geológico y Minero de España. IGME. C/ Calera, 1. 28760-Tres Cantos (Madrid), España. m.montes@igme.es
Francisco NOZAL	Instituto Geológico y Minero de España. IGME. C/ Calera, 1. 28760-Tres Cantos (Madrid), España. f.nozal@igme.es
Eduardo OLIVERO	Centro Austral de Investigaciones Científicas. Ushuaia, Argentina. CADIC. Bernardo A. Houssay 200 (9410) Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina. emolivero@gmail.com
Sergio SANTILLANA	Instituto Antártico Argentino. Avda. 25 de Mayo 1143, San Martín. Provincia de Buenos Aires. Argentina. ssantillana@dna.gov.ar
Adolfo MAESTRO	Instituto Geológico y Minero de España. IGME. C/ Calera, 1. 28760-Tres Cantos (Madrid). España. a.maestro@igme.es
Ángel MARTÍN-SERRANO	Instituto Geológico y Minero de España. IGME. C/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid. España. a.martinserrano@igme.es
Sergio MARENSSI	IGEB (CONICET-UBA), Dpto. de Ciencias Geológicas, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Argentina.
Gloria GALLASTEGUI	Instituto Geológico y Minero de España. IGME. C/ Matemático Pedrayes, 25. 33005-Oviedo. España. g.gallastegui@igme.es
Luis GONZÁLEZ	Instituto Geológico y Minero de España. Avda. Real, 1. Edificio 1. 24006-León. España. l.gonzalez@igme.es
Jerónimo LÓPEZ-MARTÍNEZ	Universidad Autónoma de Madrid. UAM. Dpto. de Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. C/ Francisco Tomás y Valiente, 7. 28049-Madrid. España. jeronimo.lopez@uam.es



# CONTENIDO

PRESENTACIÓN .....	VII
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<i>M. Montes, F. Nozal y S. Santillana</i>	
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA .....	3
1.2. MARCO GEOLÓGICO .....	3
1.3. TOPOGRAFÍA .....	9
1.4. MAPA GEOLÓGICO .....	9
1.5. MAPA GEOMORFOLÓGICO .....	11
1.6. MEMORIA .....	12
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	13
<b>2. ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO MARAMBIO. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO .....</b>	<b>17</b>
<i>M. Montes, E. Olivero, F. Nozal y S. Santillana</i>	
2.1. FORMACIÓN HASLUM CRAG (HCF). MAASTRICHTIENSE .....	19
2.2. FORMACIÓN LÓPEZ DE BERTODANO (LBF). MAASTRICHTIENSE-DANIENSE .....	21
2.3. FORMACIÓN SOBRAL (SF). PALEOCENO INFERIOR .....	41
2.4. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO MARAMBIO .....	62
2.5. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA DEL GRUPO MARAMBIO .....	65
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	70
<b>3. ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO SEYMOUR ISLAND. PALEOCENO-EOCENO .....</b>	<b>73</b>
<i>M. Montes, F. Nozal y S. Santillana</i>	
3.1. FORMACIÓN CROSS VALLEY-WIMAN (CVWF). PALEOCENO MEDIO-SUPERIOR .....	75
3.2. FORMACIÓN LA MESETA (LMF). PALEOCENO SUPERIOR-EOCENO MEDIO .....	88
3.3. FORMACIÓN SUBMESETA (SMF). EOCENO MEDIO-OLIGOCENO? .....	115
3.4. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO SEYMOUR .....	129
3.5. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA DEL GRUPO SEYMOUR .....	130
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	140
<b>4. ESTRATIGRAFÍA DEL NEÓGENO Y CUATERNARIO .....</b>	<b>145</b>
<i>F. Nozal y M. Montes</i>	
4.1. FORMACIÓN HOBBS GLACIER (HGF). MIOCENO MEDIO-SUPERIOR .....	147
4.2. FORMACIÓN WEDDELL (WF). PLIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO .....	150
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES. CUATERNARIO .....	154
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	170

<b>5. ROCAS VOLCÁNICAS Y SUBVOLCÁNICAS .....</b>	<b>173</b>
<i>G. Gallastegui, L. González, F. Nozal y M. Montes</i>	
5.1. INTRODUCCIÓN .....	175
5.2. PETROGRAFÍA .....	180
5.3. GEOQUÍMICA.....	183
5.4. PETROGÉNESIS .....	185
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	187
<b>6. TECTÓNICA .....</b>	<b>189</b>
<i>A. Maestro y J. López-Martínez</i>	
6.1. INTRODUCCIÓN .....	191
6.2. CONTEXTO GEOTECTÓNICO .....	191
6.3. ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS .....	194
6.4. EVOLUCIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS DESDE EL CENOZOICO HASTA LA ACTUALIDAD EN ISLA MARAMBIO (SEYMOUR).....	198
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	205
<b>7. GEOMORFOLOGÍA .....</b>	<b>209</b>
<i>F. Nozal, M. Montes y A. Martín-Serrano</i>	
7.1. INTRODUCCIÓN .....	211
7.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO .....	213
7.3. ESTUDIO DEL MODELADO.....	232
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	284
<b>AGRADECIMIENTOS.....</b>	<b>287</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>289</b>

# 1. INTRODUCCIÓN

*M. Montes, F. Nozal y S. Santillana*

## Índice del capítulo

<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>3</b>
<b>1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....</b>	<b>3</b>
<b>1.2. MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>3</b>
1.2.1. Cuenca James Ross .....	3
1.2.2. Isla Marambio (Seymour).....	5
1.2.3. Investigaciones previas.....	8
<b>1.3. TOPOGRAFÍA .....</b>	<b>9</b>
<b>1.4. MAPA GEOLÓGICO .....</b>	<b>9</b>
1.4.1. Consideraciones generales .....	9
1.4.2. Unidades estratigráficas .....	10
1.4.3. Representación cartográfica.....	11
<b>1.5. MAPA GEOMORFOLÓGICO .....</b>	<b>11</b>
1.5.1. Elementos geomorfológicos.....	11
1.5.2. Representación cartográfica.....	12
<b>1.6. MEMORIA .....</b>	<b>12</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>13</b>



# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

Isla Marambio (Seymour) se sitúa geográficamente dentro del grupo de islas James Ross, situada en el extremo noreste de la Península Antártica, entre los 63°30' y 65° de latitud Sur y entre los 57° y 58° de longitud Oeste (Fig. 1.1). El grupo de islas James Ross incluye de norte a sur y en sentido horario las islas James Ross, Vega, Humps, Cockburn, Marambio, Cerro Nevado y Lockyer. La más grande es la isla James Ross, con elevaciones que superan los 1.630 m (Monte Haddington); se encuentra parcialmente cubierta por un casquete de hielo que se extiende hacia los márgenes de la isla y desciende al mar mediante glaciares de valle (Fig. 1.4). Periféricamente, la isla posee áreas desprovistas de hielo con excelentes afloramientos. Las islas Vega y Cerro Nevado también se encuentran parcialmente con cubierta glaciar, en tanto que Humps, Cockburn, y Marambio están libres de hielo con excelentes exposiciones.

## 1.2. MARCO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico la **Península Antártica** ha sido considerada tradicionalmente la prolongación meridional de la Cordillera de los Andes. En la zona de estudio afloran las dos uni-

dades morfoestructurales en las que se ha dividido este sector de la Península Antártica: el Arco Magmático al NO y la Cuenca James Ross al SE (Fig. 1.1).

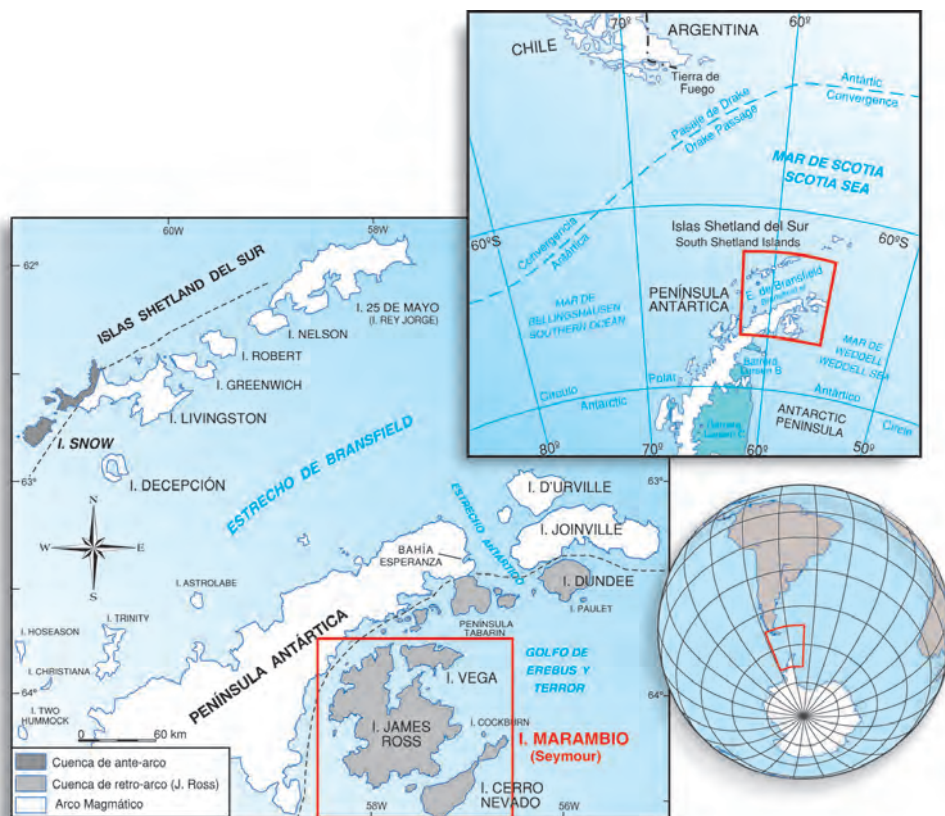
El **Arco Magmático** está constituido fundamentalmente por rocas intrusivas mesozoicas y cenozoicas entre las que afloran retazos de un zócalo matasedimentario de edad triásica (Castillo, 2011), perteneciente al Ciclo Orogénico Gondwánico; y un complejo vulcano-sedimentario mesozoico que se apoya discordantemente sobre el anterior perteneciente al Ciclo Orogénico Andino.

La **Cuenca James Ross** es considerada como el extremo norte de la Cuenca Larsen. Dicha cuenca aparece rellena por materiales siliciclásticos de edades comprendidas entre el Jurásico Superior y el Neógeno. Estos materiales aparecen recubiertos por rocas eruptivas plio-pleistocenas de naturaleza predominantemente basáltica.

### 1.2.1. Cuenca James Ross

Geológicamente, isla Marambio (Seymour) está formada por los sedimentos más modernos que rellenaron la Cuenca James Ross.

Dicha cuenca, desde el punto de vista geológico es considerada por del Valle *et al.*, (1992) como el extremo norte de la Cuenca

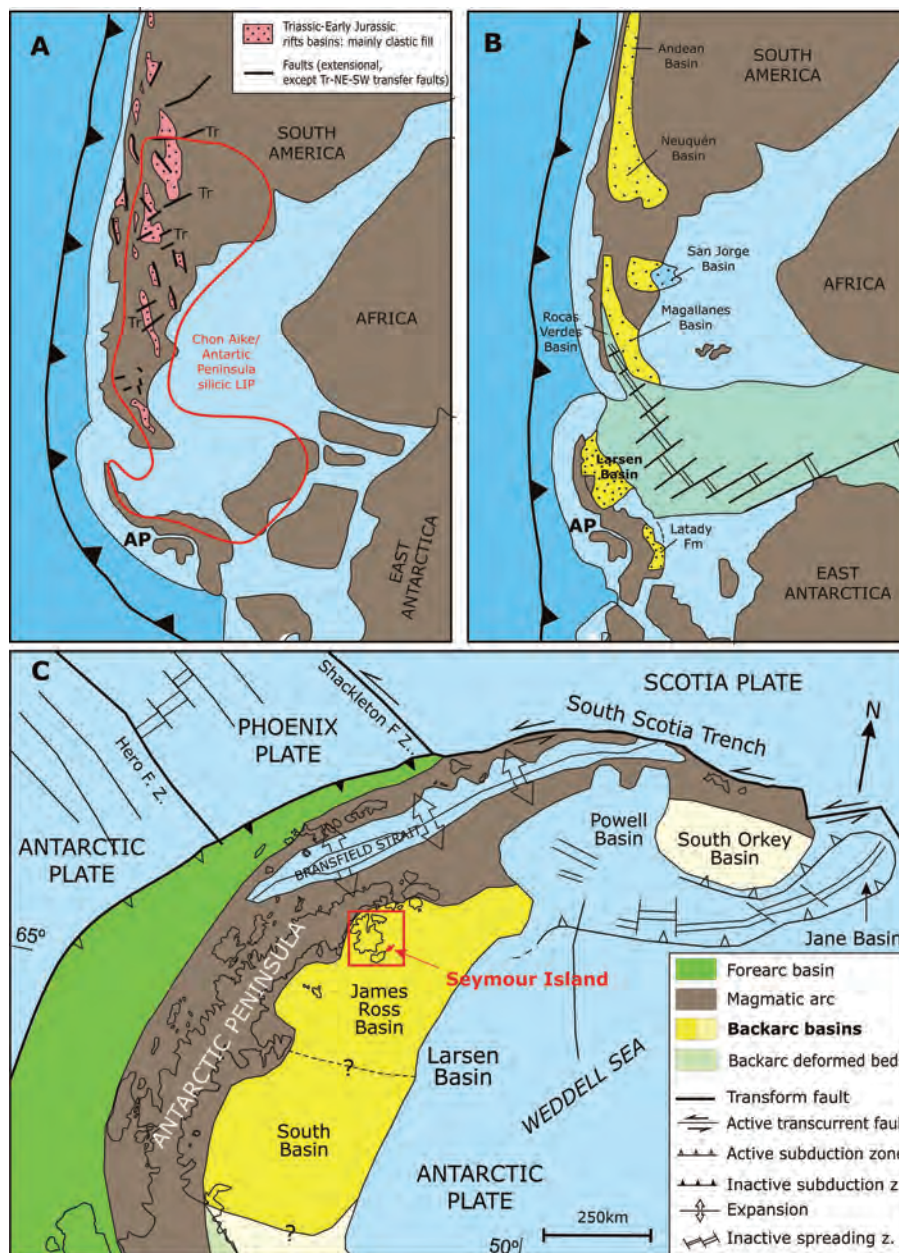


**Figura 1.1.-** Situación geográfica y macroestructural de isla Marambio (Seymour) dentro del extremo norte de la Península Antártica. El recuadro en rojo corresponde a la localización de la Fig. 1.4.

Larsen (MacDonald *et al.*, 1988), pudiendo clasificarse como una cuenca de retroarco, desarrollada tras un arco magmático activo (Elliot, 1988; del Valle *et al.*, 1992; Hathway, 2000; Fig. 1.2). Su historia está ligada a la subducción de la Placa del Pacífico y placas asociadas, debajo de la Placa Antártica (Elliot, 1988). El magmatismo asociado con la subducción se representa por rocas plutónicas y volcánicas expuestas a lo largo del norte de la Península Antártica y en las islas Shetland al oeste. La datación de estas rocas, demuestra la migración hacia el noroeste de la actividad magmática que durante el Paleógeno se concentró a lo largo del sur de las islas Shetland.

La evolución de esta cuenca comenzó en el sector septentrional de la Península Antártica con un periodo extensional de edad jurásica (*sin-rift*), en el que se generaron fosas rellenas por una alternancia de rocas sedimentarias, volcánicas y volcano-sedimentarias

(Fig. 1.2), que afloran, por ejemplo, en la parte occidental de la Península Tabarin (Hattway, 2000). En este sector, estos depósitos que suprayacen al basamento metamórfico del **Grupo Trinity Península** (Triásico), están representados por los conglomerados y lutitas de la Fm Mount Flora del **Grupo Botany Bay** (Farquharson, 1984) de edad jurásico inferior. Sobre ellos yacen las rocas volcánicas (pirocásticas, ignimbritas, tobas, brechas y lavas riolíticas) de la Fm Kenney Glacier del **Grupo Volcánico Graham Land** recientemente definido por Riley *et al.*, 2010 (antes "Grupo Volcánico Antarctic Peninsula" de Thomson *et al.*, 1983), de edad jurásico media. Contemporáneamente aparece un plutonismo calcoalcalino que prolonga su actividad hasta el Cretácico y que está acompañado de un importante cortejo filoniano. Todo ello dentro de un contexto extensivo de *sin-rift* (Fig. 1.3). Este vulcanismo se asocia a la gran provincia ígnea (LIP) de *Chon Aike-Antarctic Peninsula* reconocida en esta zona de Gondwana (Fig. 1.2A).



**Figura 1.2.-** Reconstrucción de la zona SO de Gondwana (Storey *et al.*, 1996). **A.-** Pre Jurásico Medio antes de la ruptura continental. Cuenas de rift de Sudamérica tomadas de Tankard *et al.* (1995); límite de la gran provincia ígnea (LIP) silícea tomada de Pankhurst *et al.* (1998). **B.-** Finales del Jurásico al inicio de la apertura oceánica y deriva continental y cuencas sedimentarias seleccionadas del Mesozoico tardío. Cuenas sudamericanas modificadas de Macellari (1988). AP, Península Antártica. **C.-** Situación geoestructural actual de isla Marambio (Seymour), dentro del contexto de la Cuenca Larsen considerada como de trasarco en relación al arco magmático de la Península Antártica. Datos estructurales tomados de Bohoyo *et al.* (2004).

A finales del Jurásico prosigue la extensión, que produce una subsidencia generalizada dando lugar a una megasecuencia transgresiva *post-rift* (Fig. 1.3B), con la sedimentación de los depósitos marinos de areniscas, fangolitas, cenizas volcánicas y hemipelagitas silíceas de ambiente anóxico asignables a la **Fm Nordenskjöld** del Kimmeridgiense-Berriasiense (Miembro Ameghino, Medina y Ramos, 1981; del Valle, 1992).

En el Cretácico, una importante zona de falla separó el arco emergente de la Península Antártica del área subsidente en la que se instauró la Cuenca Larsen. Este evento se conoce en la zona como "evento deformacional *Palmer Land*", ocasionando una importante elevación del arco magmático con la intrusión de plutones graníticos y vulcanismo asociado (Fig. 1.3) y una gran subsidencia en los primeros estadios de la cuenca trasarco incipiente (Fig. 1.3C).

La Cuenca Larsen se comporta como una cuenca trasarco relativamente atípica, ya que su sustrato está constituido por corteza continental, no existiendo procesos de oceanización relacionados con su génesis, así como tampoco presenta evidencias de un elevado flujo térmico, típico de la mayoría de cuencas de este tipo (Ineson, 1989). En este sentido, Marensi *et al.*, (2002), matizan la interpretación como cuenca de retroarco de la Cuenca James Ross puesto que en su evolución pudieron haber actuado fallas extensionales oblicuas a lo largo de su margen oriental, que puede haber controlado el desarrollo sedimentario de dicho margen (Storey *et al.*, 1996). Este margen oriental de la Cuenca James Ross, pudo originarse durante apertura del Mar de Weddell en los primeros tiempos de la dispersión de Gondwana, o por un límite de falla transformante ahora oculto por los sedimentos provenientes del arco (Elliot, 1988; Ghidella y Labrecque, 1997).

La estructura geológica de la sucesión post-Jurásica es relativamente sencilla. Las áreas de mayor deformación se concentran en las proximidades del margen noroccidental de la cuenca, disminuyendo al alejarse de ella. Así, en la península Tabarin, se reconocen cabalgamientos andinos de vergencia este (del Valle *et al.*, 2007), y a lo largo de la costa NO de la Isla James Ross los sedimentos del Cretácico Inferior se encuentran casi verticales o buzando fuertemente hacia el SE, mientras que en la costa SE de la citada isla y en la de Cerro Nevado, la serie del Cretácico Superior buza menos de 10° al SE. De este modo la estructura general en una transversal NO-SE a lo largo del sector aflorante puede describirse como una serie monoclinas con una disminución progresiva de su buzamiento hacia el SE.

El registro estratigráfico de la cuenca de trasarco propiamente dicha supera los 6.000 m de espesor, extendiéndose cronológicamente entre el Cretácico Inferior y el Eoceno terminal (Fig. 1.3).

El Cretácico continúa con los sedimentos del **Grupo Gustav** (Ineson *et al.*, 1986) del Aptiense-Coniaciense (Riding y Crame, 2002). Está compuesto mayoritariamente por sedimentos siliciclásticos de carácter grosero: conglomerados, areniscas, brechas y limolitas, con una potencia total de 2.100 m pertenecientes a las formaciones: **Fm Pedersen**, **Fm Lagrelius Point**, **Fm Kotick Point**, **Fm Whisky Bay** y **Fm Hidden Lake**, circunscritas a los márgenes norte y oeste de la Isla James Ross.

Las cuatro primeras formaciones se han interpretado como depósitos de un complejo de abanico submarino profundo y talud, probablemente controlado por la actividad de fallas distensivas paralelas al margen de la cuenca y que dan lugar a geometrías de discordancias progresivas sinrotacionales (Hathway, 2000) (Fig. 1.3C). Durante o antes del Coniaciense-Santonense, la inversión

parcial de cuenca durante el Orogenia Andina llevó a su somerización, con el depósito de la parte superior del Grupo Gustav (**Fm Hidden Lake**, de Bibby, 1966) en ambientes de fan-delta y de plataforma influida por mareas (MacDonald *et al.*, 1988; Whitham *et al.*, 2006) (Fig. 1.3D).

Los sedimentos del **Grupo Marambio** (Rinaldi, 1982), suprayacen en discordancia, y sus afloramientos presentan una amplia distribución en las islas James Ross, Vega, Humps, Snow Hill, Cockburn y Marambio (Seymour). Dicho grupo incluye a las formaciones **Fm Santa Marta**, **Fm Rabot**, **Fm Snow Hill Island**, **Fm Haslum Crag**, **Fm López de Bertodano** y **Fm Sobral** (Rinaldi *et al.*, 1978; Olivero *et al.*, 1986; Pirrie *et al.*, 1997a; Olivero *et al.*, 2007; Olivero *et al.*, 2008; Santillana *et al.*, 2007) y fue depositado durante el intervalo Santoniense-Daniense (Olivero, 2012; Milanese, 2018; Montes *et al.*, 2019a,b) (Fig. 1.3).

El Grupo Marambio, con un espesor aproximado de 3.000 m, consiste en areniscas de grano fino, fangolitas y lutitas, altamente fosilíferas, con conglomerados subordinados y coquinas fosilíferas depositadas en una plataforma media-externa a interna, que representa la construcción de una plataforma progradante dentro de un contexto fuertemente regresivo extendida en el Mar de Weddell por más de 100 km (Olivero, 2012) (Fig. 1.3D).

El Paleógeno, representado por el **Grupo Seymour Island** (Elliot y Trautman, 1982) e integrado por las formaciones **Fm Cross Valley-Wiman** (Montes *et al.*, 2008a,b), **Fm La Meseta** (Rinaldi *et al.*, 1978; Marensi, 1995) y **Fm Submeseta** (Montes *et al.*, 2019a), constituye la última etapa de colmatación de la Cuenca James Ross. Se caracteriza por sedimentos depositados dentro de valles incididos (cañones o estuarios), sobre una plataforma marina emergente con edades del Paleoceno al Oligoceno? (Olivero, 2012; Montes *et al.*, 2013).

Durante el depósito de los Grupos Marambio y Seymour Island, el borde oriental de la Cuenca James Ross actuó como un margen continental pasivo recibiendo los sedimentos principalmente del arco magmático situado en la Península Antártica (Marensi *et al.*, 2002) (Fig. 1.3D).

Tras una etapa de emersión y erosión acaecida entre el Oligoceno y el Mioceno inferior, se depositan una serie de sedimentos glaciomarineros con fauna de moluscos asociada, pertenecientes a la **Fm Hobbs Glacier** (Pirrie *et al.*, 1997b) (Fig. 1.3).

Posteriormente en el Mioceno terminal (6 Ma, Zinsmeister y Webb, 1982) y con fases eruptivas complejas, constituidas por varios episodios submarinos y parcialmente subaéreos, se produce en esta región el depósito de las rocas volcánicas alcalinas del **Grupo Volcánico James Ross** (Fig. 1.4). Dichas rocas representan un volcanismo ensiálico postsubducción, con erupciones sobre los flancos nororientales del Arco Magmático y relacionado con un periodo de tectónica extensional en el área de la Península Antártica (Smellie *et al.*, 1988).

Los sedimentos más modernos en la Cuenca James Ross los constituyen los materiales de la **Fm Weddell** (Zinsmeister y De Vries, 1983), interpretados como depósitos glaciares del Plioceno-Holoceno (Fig. 1.3).

### 1.2.2. Isla Marambio (Seymour)

Como ya se ha mencionado, en isla Marambio aflora la parte superior del registro sedimentario de la cuenca constituido por el Grupo Marambio del Maastrichtiense-Paleoceno inferior y el Grupo

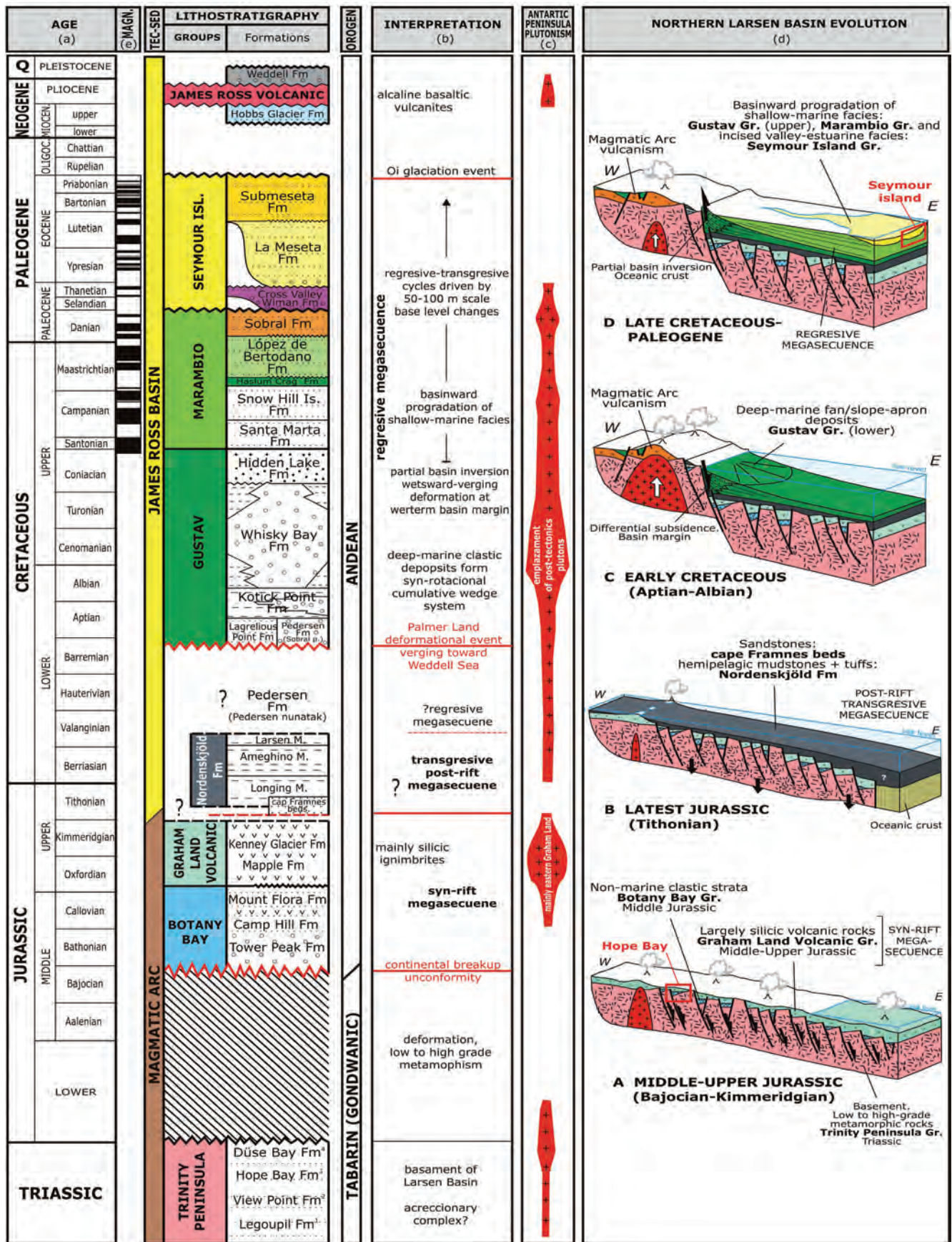
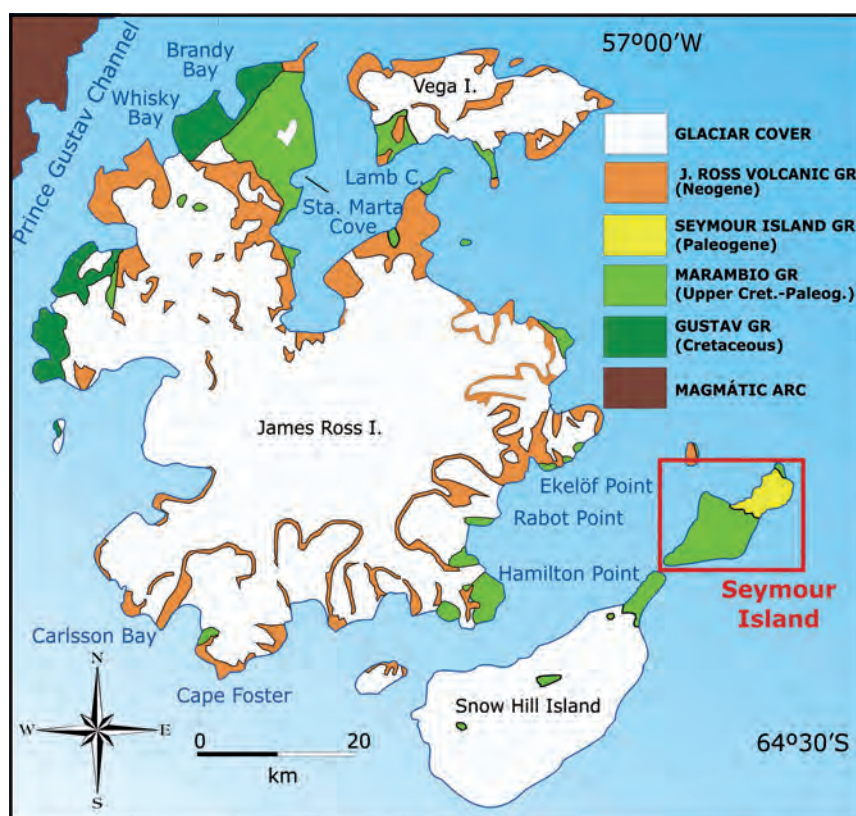


Figura 1.3.- Cuadro cronoestratigráfico y de evolución tectonosedimentaria, de la zona norte de la Península Antártica desde el Triásico hasta la época reciente, basado en del Valle *et al.* (2007), Hatway (2000), Hunter *et al.* (2005), Riley *et al.* (2010), Castillo (2011), Olivero (2012) y Montes *et al.* (2013). En rojo los límites de las principales megasecuencias. Referencias: (a) Ogg, *et al.* (2016). (b) Hathway (2000). (c) Leat *et al.* (1998). (d) basado en Hathway (2000). (e) Datos magnetoestratigráficos de Milanese (2018); Tobin *et al.* (2012), Beamud *et al.* (2015) y Montes *et al.* (2019a,b). Los bloques diagramas esquemáticos (A, B, C, D) muestran la evolución tectonosedimentaria de la Cuenca James Ross. En recuadros se sitúa la posición geológica de bahía Esperanza e isla Marmbio (Seymour). En color, las formaciones registradas en el mapa geológico de isla Marmbio (Seymour).



**Figura 1.4.-** Situación geológica de isla Marambio (Seymour) dentro del contexto de la Cuenca James Ross, con los diferentes grupos estratigráficos que la constituyen.

Seymour Island del Paleoceno superior-Oligoceno? (Figs. 1.3, 1.4 y 1.5).

El **Grupo Marambio** (Rinaldi *et al.*, 1978), abarcaba las formaciones: Fm Snow Hill, Fm López de Bertodano y Fm Sobral. Recientemente, Olivero *et al.*, (2008) consideran a la Arenisca Haslum Crag, antes considerada como miembro de la Fm Snow Hill Island, como nueva formación. Así pues las formaciones que aparecen en la isla pertenecientes al Grupo Marambio son: Fm Haslum Crag, Fm López de Bertodano y Fm Sobral.

La *Fm Haslum Crag* (Maastrichtiense inferior) está compuesta por areniscas glauconíticas, con una intensa laminación cruzada y niveles ocasionales de gravas.

La *Fm López de Bertodano* (Maastrichtiense-Paleoceno inferior) se compone de areniscas ricas en cuarzo y lutitas y margas típicas de plataforma (Macellari, 1988; Pirrie y Riding, 1988; Rieske, 1990). Dentro de esta formación se encuentra el límite Cretácico-Paleógeno (K-Pg).

La *Fm Sobral* (Paleoceno inferior), se compone de lutitas, margas y areniscas de cuarzo y fragmentos volcánicos silíceos y una fracción de minerales pesados enriquecida en granates (Hoffman, 1991). Esta composición litológica indica una procedencia metamórfica y de cenizas volcánicas riolíticas contemporáneas.

El **Grupo Seymour Island** (Zinsmeister, 1982), se dispone discordante sobre el Grupo Marambio y estaba constituido por las formaciones: Fm Cross Valley, Fm Wiman y Fm La Meseta. La correlación entre las dos primeras formaciones, alguno de cuyos criterios se han obtenido en el transcurso de la realización de la presente cartografía, llevaron a considerarlas como una sola formación denominada Fm Cross Valley-Wiman (Montes

*et al.*, 2008b). Así mismo y mediante criterios litológicos, geométricos y cronoestratigráficos (bio, magneto y quimio-estratigráficos), el miembro superior de la Fm La Meseta (Alomienbro Submeseta de Marensi, 1995), se ha considerado como una nueva formación: Fm Submeseta (Montes *et al.*, 2013). Así pues el Grupo Seymour Island queda constituido por las formaciones: Fm Cross Valley-Wiman, Fm La Meseta y Fm Submeseta.

La *Fm Cross Valley-Wiman* (Paleoceno medio-superior) está compuesta por areniscas gruesas a finas y lutitas carbonosas muy pobres en cuarzo en la base y enriquecidas notablemente en fragmentos volcánicos andesíticos provenientes de cenizas que implicaría un vulcanismo contemporáneo. Se interpreta como un valle fuertemente incidido sobre una plataforma previa emergente.

La *Fm La Meseta* (Paleoceno superior-Eoceno medio), se dispone discordante sobre la formación anterior y sus sedimentos se interpretan que rellenan un valle incidido en una plataforma de margen pasivo (borde oriental de la Cuenca James Ross). Está formada por brechas, areniscas y lutitas con horizontes de acumulación de conchas, que representan ambientes de depósito prodeltaicos, deltaicos y sobre todo estuarinos dominados por las mareas. La evolución vertical y lateral de dichos ambientes, estuvo influenciada por las oscilaciones del nivel de mar y la diferente dirección y procedencia de los aportes (Marensi, 1995; Marensi *et al.*, 2002), si bien la magnitud del valle incidido sugiere que debe responder a una causa adicional a la puramente eustática, como un basculamiento hacia el SE de la cuenca de origen tectónico. Dentro de la Fm La Meseta se reconocen asimismo, fragmentos de roca volcánica de composición riolítica, que implicaría al menos dos fuentes volcánicas distintas que actuaron en el Eoceno en el área de isla Marambio: una fuente an-

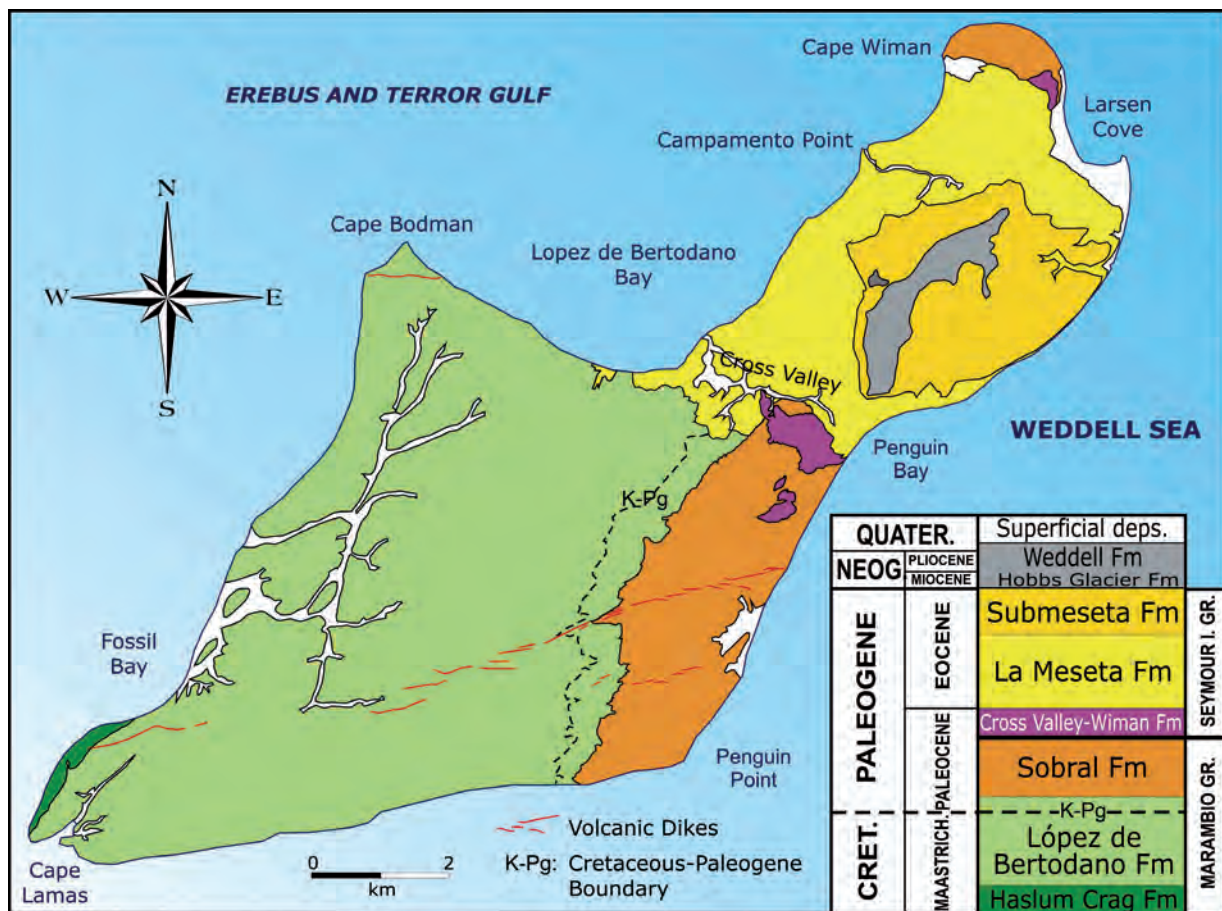


Figura 1.5.- Esquema estratigráfico del Mapa Geológico con las formaciones de isla Marambio.

desítica paleocena y una fuente riolítica más antigua (Trautman, 1976).

La *Fm Submeseta* (Eoceno medio-Oligoceno?), se dispone mediante discordancia erosiva sobre la anterior y está compuesta por areniscas y lutitas con intercalaciones de gravas y abundante fauna de pingüinos fósiles. Se interpreta como depósitos de plataforma marina somera dominada por tormentas y representa la colmatación de los valles incididos.

Los sedimentos más modernos en isla Marambio constituyen los materiales de la **Fm Weddell** que consisten en areniscas lutitas y grandes bloques erráticos (tillitas) que conforman la meseta donde se emplaza la base y el aeródromo de Marambio. Se interpretan como depósitos glaciares del Plioceno-Holoceno. Recientemente se ha descubierto bajo estos depósitos una diamictita glaciomarina del Mioceno medio-superior, que se relaciona con la **Fm Hobbs Glacier** (Marenssi et al., 2010).

### 1.2.3. Investigaciones previas

Esta isla contiene los únicos afloramiento de sedimentitas paleocenas de la Cuenca James Ross (del Valle et al., 1992) y una de las secciones paleógenas más completas en altas latitudes australes.

Los primeros estudios estratigráficos (Andersson, 1906) realizados por miembros de la Expedición Polar Sueca 1901-1903 al mando del Dr. Otto Nordenskjöld, fueron posteriormente formalizados por investigadores sajones (Bibby, 1966). Sin embargo, el estudio geológico detallado de isla Marambio comienza a partir de la instalación de la Base Marambio (1969), con la participación de investigadores argentinos y norteamericanos (Elliot et al., 1975;

Rinaldi et al., 1978). Durante esta última etapa se definen todas las unidades litoestratigráficas reconocidas hasta el presente en la isla (Rinaldi et al., 1978; Elliot y Trautman, 1982).

Un salto cualitativo en el conocimiento geológico de la isla fue la publicación de la Memoria 169 de la *Geological Society of America: Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula* en el año 1988 (Feldman y Woodburne, eds, 1988). Esta memoria contiene el primer mapa geológico con cierto detalle de la isla (1:25.000), así como numerosos trabajos de referencia en los campos de la estratigrafía y paleontología.

Finalmente, el cúmulo de información recogida en isla Marambio en años recientes ha obligado a una constante revisión de la estratigrafía, así como de otras disciplinas dentro de la geología (Macellari, 1988; Sadler, 1988; Marenssi y Elliot, 1992; Marenssi y Santillana, 1994; Marenssi, 1995; Marenssi, et al. 1998, 2002; Olivero et al., 2008).

Las campañas para la realización de la cartografía que se presenta en este trabajo, también revisaron la estratigrafía, bien definiendo nuevas formaciones, o bien subdividiendo las ya existentes en nuevos alomembros (Santillana et al., 2007; Montes et al., 2008a,b). En dichas campañas se realizaron estudios de magnetoestratigrafía que aportaron datos de edad absoluta en la serie cenozoica (Montes et al., 2010, 2013, 2019b; Beamud, et al., 2015). Trabajos de este tipo también fueron llevados a cabo por autores norteamericanos y argentinos en la serie cretácica (Tobin et al., 2012).

Son reseñables también los trabajos quimioestratigráficos sobre la serie cenozoica basados en isótopos de estroncio ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )

sobre valvas de moluscos (Dingle y Lavelle, 1998; Dutton *et al.*, 2002; Marensi, 2006; Ivany *et al.*, 2008), que aportan edades absolutas y que extraen interesantes conclusiones sobre la paleoclimatología del Cenozoico en altas latitudes australes. Así mismo también hay estudios isotópicos de Sr en la serie cretácica (Crame *et al.*, 2004), que junto con la detección de la anomalía de Iridio en el tránsito K-Pg (Elliot *et al.*, 1994), comportan a la serie estratigráfica de la isla más datos de edad absoluta.

Los estudios bioestratigráficos sobre la serie cretácica se basan en amonites (Kilian y Reboul, 1909; Macellari, 1986; Olivero y Medina, 2000; Olivero, 2012), serpúlidos (Macellari, 1988), palinomorfos (Askin, 1997; Bowman *et al.*, 2014a,b), dinoflagelados (Wrenn y Hart, 1988) y foraminíferos (Huber, 1988). Los datos bioestratigráficos del Cenozoico se basan en palinomorfos (Askin, 1997; Bowman *et al.*, 2014, 2016), dinoflagelados y otros grupos de microfósiles (Harwood, 1988; Wrenn y Hart, 1988; Douglas *et al.*, 2014; Amenabar *et al.*, 2019) y vertebrados (Reguero *et al.*, 2002, 2012 y 2013).

Todos estos trabajos llevaron a la configuración cronoestratigráfica actual de isla Marambio y que se muestran tanto en el esquema cartográfico con las formaciones mencionadas (Fig. 1.5), como en la tabla donde aparece la evolución de las divisiones estratigráficas y su nomenclatura a través de la bibliografía (Fig. 1.6).

### 1.3. TOPOGRAFÍA

La topografía ha sido tomada de la producida por el *United States Geological Survey* (USGS), en cooperación con el Instituto Antártico Argentino (IAA) y *The Ohio State University, Bird Polar Research Center* cuyo año de realización fue en 1995 (USGS, 1995). Algunas áreas con hielos presentes en el mapa topográfico en el año de realización (1995) han remitido o ya no existen.

El mapa topográfico fue compilado a partir de fotografías aéreas tomadas en 1978 por la Fuerza Aérea Argentina y controlado por el USGS utilizando sistema de posicionamiento global (GPS), 1992.

Las características técnicas de la representación topográfica son las siguientes:

**Proyección y marcas de 1000 m:** Universal Transverse Mercator, UTM, Zona 21.

**Datum:** Marco Referencia Terrestre Servicio Internacional Rotación Terrestre 1991, ITRF-91

**Elipsoide de referencia:** Sistema de Referencia Geodésico 1980, GRS-80.

**Datum de elevaciones:** Modelo de geoide geopotencial global OSU-91a.

**Equidistancia de curvas de nivel:** 5 m.

**Referencia de altitudes:** Nivel medio del mar en metros.

**Referencia de Longitudes:** Meridiano de Greenwich.

**Declinación magnética para 2010:** 10°47' Este.

**Tasa estimada de variación anual:** 0°2' hacia el oeste.

En la base topográfica se han incluido diversos topónimos que se encuentran registrados en la Tabla 1.1. En ella, los topónimos previamente ya publicados en anteriores cartografías o esquemas cartográficos, aparecen en mayúsculas; mientras que otros topónimos locales y de carácter informal, aparecen en minúsculas.

## 1.4. MAPA GEOLÓGICO

### 1.4.1. Consideraciones generales

El Mapa Geológico y el Mapa Geomorfológico de isla Marambio (Seymour) que acompañan a la memoria, han sido publicados por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME, Servicio Geológico de España), con la colaboración científica y el apoyo logístico del Instituto Antártico Argentino (IAA), en el marco de la colaboración de ambas instituciones y dentro de la nueva *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica* del IGME. El trabajo de campo se llevó a cabo durante las temporadas de verano austral entre los años 2006-2011. La escala de la edición de los dos mapas es 1:20.000, aunque la escala de trabajo fue de 1:10.000 sobre la base topográfica producida por el USGS (1995) y el IAA.

	Anderson 1906	Elliot et al. 1975	Elliot & Trautman 1982	Rinaldi et al. 1978	Sadler & Macellari 1988	Marensi 1995, 1998	Montes et al. 2013, 2019	
PALEOGENE	Eocene	V	Seymour Island Group	La Meseta Formation	La Meseta Formation	La Meseta Formation	Seymour Island Group	Submeseta III SU Formation II TU I LA
		IV						CU2
III	CU1	CU1						
II	CA	CA						
I	AC	AC1						
PALEOGENE	Paleocene		Cross Valley Formation	Cross Valley Formation	Cross Valley Formation	Cross Valley Formation	Cross Valley-Wiman Fm	BP AR DI
				Sobral Formation	Sobral Formation	Sobral Formation	Sobral Formation	C B A
UPPER CRETACEOUS	Maastrichtian	Older Seymour Island Beds	Cretaceous (Undiff.)	Cretaceous (Undiff.)	Marambio Group	López de Bertodano Formation	Marambio Group	C CEN López de Bertodano Formation B MOL A ROT
								Haslum Crag Fm

Figura 1.6.- Evolución de las divisiones estratigráficas y su nomenclatura de isla Marambio a través de la bibliografía, hasta la actualidad.

NOMBRE	CUADRÍCULA UTM
CABO WIMAN (GORROCHÁTEGUI)	517; 2880
CALETA LARSEN (OVIEDO)	519; 2878
Punta Campamento	516; 2878
Punta Sergios	515; 2877
BAHÍA LÓPEZ DE BERTODANO	513; 2877
CABO BODMAN	509; 2876
BAHÍA PINGÜINO	516; 2874
BAHÍA FÓSILES	506; 2870
PUNTA PINGÜINO (SOBRAL)	514; 2869
CABO LAMAS	504; 2868
ESTRECHO ARGUINDEGUY (PICNIC)	505; 2867
VALLE DE LAS FOCAS	517; 2879
La Ballena	517; 2879
Cerro Jonás	517; 2879
Arroyo de la Traición	517; 2878
Arroyo Celia	519; 2877
Quebrada Focas Muertas	510; 2876
Cerro Los Troncos	515; 2876
Cerro Ombú	516; 2876
CAÑADÓN DÍAZ (CROSS VALLEY)	514; 2875
Quebrada Los Gnomos	517; 2875
Quebrada Grande	518; 2875
Cerro Bandera	513; 2874
Quebrada Jata	513; 2874
Cerro Arañado	515; 2874
Quebrada Turco	516; 2874
QUEBRADA LARGA	509; 2873
Collado K/T	513; 2873
Collado Sobral	513; 2873
FILO NEGRO	512; 2871
PINGÜINERA	514; 2871
Cerro Geoantar	513; 2870

**Tabla 1.1.-** Tablas con los Topónimos que aparecen en el mapa de isla Marambio, junto con la ubicación en su cuadrícula UTM. Mayúsculas: topónimos ya registrados en otros mapas o esquemas. Minúsculas: topónimos informales de carácter local.

Hay que decir que los mismos mapas que acompañan a esta memoria fueron ya publicados en formato mural (Montes *et al.*, 2013; Nozal *et al.*, 2013). Posteriormente campañas a dicha publicación (2014-2017), proporcionaron algunas correcciones sobre las cartografías previas, que han sido reflejadas en la presente memoria mediante algunas figuras con el nuevo trazado cartográfico corregido, y la cartografía de nuevas unidades, generalmente niveles concretos de coquinas de bivalvos en el Eoceno.

Aparte de numerosos trabajos que incorporan cartografías geológicas más o menos detalladas, isla Marambio cuenta con un mapa geológico a escala 1:20.000 publicado por la Sociedad Geológica de América (Feldman y Woodbume, 1988) y que básicamente compila los datos cartográficos de Macellari (1988), para las unidades cretácicas (*Klb*), y de Sadler (1988), para las unidades cenozoicas (*TPs*, *TPcv* y *TEIm*). Sin embargo la base topográfica utilizada para este mapa era deficiente por la calidad de las imágenes aéreas utilizadas, y porque sólo contaba con un punto de

apoyo geodésico (el VOR de Marambio) y un cálculo estimado del nivel medio del mar.

El nuevo Mapa Geológico de isla Marambio (Seymour) pertenece a la mencionada *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica* del IGME, es el más moderno, detallado y disponible de la isla. Como herramienta básica en la construcción del mapa, se utilizaron las fotos aéreas del Servicio de Hidrografía Naval (Argentina) de isla Marambio, a escala 1:10.000, de vuelos realizados en el año 1978; y sobre las cuales, se realizó la fotorrestitución para la elaboración de la topografía. La utilización de esas mismas fotos, aseguró una perfecta concordancia entre topografía y geología. Hay que decir también, que en las últimas campañas se utilizaron técnicas de GIS de campaña (tabletas equipadas con *ArcPad* de ESRI), sobre la base topográfica georreferenciada, que mejoraron ostensiblemente la precisión de los contactos geológicos.

#### 1.4.2. Unidades estratigráficas

En isla Marambio se han identificado las formaciones mencionadas en el marco geológico: Fm Haslum Crag, Fm López de Bertodano y Fm Sobral pertenecientes al Grupo Marambio (Cretácico Superior-Paleoceno); y las Fm Cross Valley-Wiman, Fm La Meseta y Fm Submeseta pertenecientes al Grupo Seymour Island (Paleoceno-Eoceno), además de la Fm Hobbs Glacier y Fm Weddell del Neógeno y Cuaternario respectivamente. Dentro de cada una de ellas se han cartografiado diferentes unidades caracterizadas principalmente por sus facies litológicas y de forma subordinada, por su contenido paleontológico.

El análisis de dichas unidades y la cartografía de sus límites (discontinuidades de muro y techo), ha llevado a la subdivisión de las formaciones siguiendo los criterios definidos por el *North American Stratigraphic Code-NASC* (2005), en relación a las Unidades Alostratigráficas (*Allostratigraphics Units*), que literalmente se definen como: "un cuerpo cartografiable de roca que se define e identifica sobre la base de sus discontinuidades delimitantes". Estas unidades estratigráficas, son probablemente, las más objetivas posibles, pues se establecen e identifican solo teniendo en cuenta criterios para discernir y cartografiar los límites de las unidades a muro y a techo, sin tener en consideración su contenido (litológico, bioestratigráfico, cronoestratigráfico, etc.); o la interpretación genética o causal de las mismas. Así pues, desde el punto de vista de la realización de una cartografía sistemática y útil, este tipo de unidades estratigráficas se revelan como las más adecuadas.

La propia NASC (2005), establece una jerarquía para las Unidades Alostratigráficas que en orden decreciente, es: Alogrupo, Aloformación y Alomiembro. Por extensión, y si se tiene en cuenta la definición de estas unidades, las propias formaciones clásicas definidas previamente cuyos límites son rupturas sedimentarias de primer orden y cartografiables, podrían también ser consideradas dentro de dicha clasificación como aloformaciones. En cualquier caso, las nuevas divisiones dentro de dichas formaciones se han considerado como alomiembros, poniendo especial dedicación en la descripción de sus límites basales.

Fm Haslum Crag (Maastrichtiense). Aflora en el extremo SO de la isla y en trabajos previos ya se había cartografiado dentro de la Fm Snow Hill Island, como su miembro superior. En este nuevo mapa geológico, se definen y precisan sus límites tomando como base las consideraciones de Olivero *et al.* (2008).

Fm López de Bertodano (Maastrichtiense-Daniense). Aflora en la zona sur de la isla. En la cartografía geológica, se distinguen 10

unidades pertenecientes a la Fm López de Bertodano, donde se han precisado y agrupado por sus características litológicas las unidades previas basadas en contenido fosilífero de Macellari (1988). No obstante, estas unidades se han mantenido (cartografía y leyenda), dado que son una referencia habitual. En la zona de cabo Lamas (SO) se han individualizado una serie de niveles con areniscas en paleocanales (inéditos hasta ahora) y niveles de margas. En la parte alta de las unidades 8 y 9, aparecen sendos niveles continuos de glauconita que se han interpretado como límites de secuencia (superficies de máxima inundación) y tentativamente se propone una nueva subdivisión de la formación en tres alomiembros A-Rotularias, B-Moluscos y C-Cenozoico. Por encima del nivel glauconítico del techo de la unidad 9, se extienden unos 100 m de sedimentos danienses, por lo que dicha capa se considera el límite en el terreno del Cretácico-Paleoceno (K-Pg). Dado su interés, dicho límite se ha trabajado con especial precisión, siendo esta cartografía la primera a escala 1:10.000 del K-Pg más austral del planeta.

Fm Sobral (Paleoceno inferior-medio). Aflora en la zona SE y en el extremo norte de la isla, siendo sus límites de muro y techo sendas discordancias erosivas. En el SE, se han diferenciado 7 unidades cartográficas agrupadas a su vez en tres alomiembros denominados: Sobral A (inferior), Sobral B (medio) y Sobral C (superior), habiéndose cartografiado al menos dos discontinuidades internas. Dichas unidades también se han identificado en los afloramientos del N (cabo Wiman), si bien no todas afloran y algunas han desaparecido por erosión.

Fm Cross-Valley-Wiman (Paleoceno superior). Aflora en la zona SE y N de la isla (cabo Wiman) y representan el relleno de sendos valles incididos (o uno común), limitados por discordancias erosivas. Se han identificado 12 unidades litológicas, agrupadas en tres alomiembros denominados: Díaz (inferior), Arañado (medio) y Bahía Pingüino (superior), separadas por dos discontinuidades internas.

Fm La Meseta (Eoceno inferior-medio). Aflora al norte de la isla y sus depósitos representan el relleno de un valle incidido. En ella se han diferenciado 6 unidades litológicas principales separadas por cinco discontinuidades, cada una de ellas asimiladas a alomiembros, que básicamente coinciden con los definidos por Marenssi (1995) y Marenssi *et al.* (1998); y que mejoran sensiblemente la estratigrafía definida por Sadler (1988) (*TEIm*). En la cartografía que se presenta, se plasman por primera vez en detalle los mencionados alomiembros. Además y gracias al trazado de numerosas líneas de capa (algunas con su contenido fosilífero característico, cucullaeas, veneroides, turritellas, etc.), se pone de manifiesto el carácter erosivo de cada uno de los alomiembros con respecto a sus infrayacentes.

Fm Submeseta (Eoceno inferior-medio). Aflora en las partes altas del relieve de La Meseta, y constituía el último de los alomiembros definidos por Marenssi (1995). En la cartografía y en la presente memoria se la considera como una nueva formación. En ella se han diferenciado 3 unidades litológicas principales separadas por 2 discontinuidades, cada una de ellas asimiladas a alomiembros denominados: Laminado (inferior), Turritella (medio) y Superior (superior).

Por último se han discriminado y cartografiado los depósitos neógenos de la Fm Hobbs Glacier, recientemente documentados en la isla, los depósitos glaciares de la Fm Weddell (Plioceno-Cuaternario), y 4 unidades de depósitos superficiales recientes. Asimismo, se han discriminado con detalle los diques basálticos que atraviesan la isla en dirección principal NE-SO en las zonas de Filo Negro, cabo Bodman y cabo Lamas.

### 1.4.3. Representación cartográfica

Las leyendas, símbolos convencionales y contenidos del mapa, son los de la normativa del IGME en la realización de Mapas geotemáticos (IGME, 2004).

Las diferentes unidades cartográficas y divisiones se hayan presentes en la **leyenda** del mapa, que representa también un esquema con las relaciones estratigráficas entre las mismas. Asimismo en la leyenda, aparece la equivalencia de las nuevas unidades con las propuestas por Macellari (1988) y Sadler (1988). Las edades aplicadas, se han obtenido como síntesis de diversos trabajos de cronología absoluta, como los de isótopos de Sr sobre valvas de moluscos, (Ivany *et al.*, 2008) y magnetoestratigráficos, realizados durante las campañas de cartografía y cuyos resultados se hayan en Beamud *et al.* (2015) y Montes *et al.* (2019b).

Además, el mapa contiene tres **cortes** geológicos, en los que se ha intentado reflejar la estructura general de los dos ámbitos estructurales principales de la isla: monoclinal buzando al SE del Gr. Marambio (cortes I-I' y II-II') y los valles incididos del Gr. Seymour (corte III-III').

El mapa incluye también un **panel de correlación** con las secciones estratigráficas parciales realizadas para la caracterización de las unidades. En la memoria se matizan y completan en cuanto a espesor y contenido, algunas de las secciones presentes en el panel. Asimismo, dichas secciones se posicionan con más precisión en esquemas cartográficos (con algunos contactos corregidos respecto al original), y en fotografías panorámicas de campo. No obstante el panel de correlación, basado a su vez en los cortes geológicos, refleja bien la geometría y espesor del relleno sedimentario de las unidades.

Para dar idea del relieve de la isla, los Mapas Geológico y Geomorfológico incluyen un **modelo digital del terreno** (DEM) realizado a partir de la información digital y georeferenciada de la topografía del USGS y el IAA; así como sendos esquemas con el **contexto geográfico y geológico**.

## 1.5. MAPA GEOMORFOLÓGICO

### 1.5.1. Elementos geomorfológicos

El Mapa Geomorfológico de isla Marambio es una contribución novedosa para esta isla tan singular y, en general, para el conocimiento y la cartografía geomorfológica de esta región de la Antártida.

Las características morfológicas generales de isla Marambio fueron expuestas someramente por Rinaldi *et al.* (1978), reconociendo los siguientes "ambientes mayores": Un sector de "relieve mesetiforme" situado al noreste; un sector de "relieve muy elaborado" al suroeste y el sector de las quebradas Díaz y Turco, una zona deprimida que separa las anteriores. Posteriormente, Malagnino *et al.* (1981) se centran y profundizan en aspectos algo más concretos de La Meseta y proponen un bosquejo de evolución paleogeográfica desde épocas postglaciares. Zinsmeister y De Vries (1983), describen la composición litológica del *drift* que se apoya sobre la Fm La Meseta, denominándolo informalmente como Fm Weddell. Más recientemente Silva *et al.* (2000), tratan aspectos hidrogeológicos en relación con el permafrost y su influencia durante el periodo estival en la hidrología superficial.

Uno de los rasgos morfológicos más significativo de esta isla, dado su entorno, es que carece de cubierta glaciaria. Incluso los heleros

permanentes señalados en el mapa topográfico, han desaparecido totalmente o están en franco proceso regresivo. Sin embargo, isla Marambio se halla en zona de suelo congelado perenne y continuo (permafrost) con espesores de entre 180-200 m y temperaturas del suelo no menores a  $-5^{\circ}\text{C}$ , por tanto desde el punto de vista morfoodinámico la isla está bajo el dominio periglaciario, por lo que la actuación de los procesos ligados al hielo-deshielo alcanzan su máxima intensidad. Durante el invierno, el suelo está cubierto de nieve y congelado desde la superficie, pero en el verano la capa más superficial del terreno se funde, constituyendo la capa activa o mollisol. Generalmente este descongelamiento estacional comienza en noviembre, coincidiendo con la fusión de las acumulaciones nivales invernales y se prolonga hasta finales de febrero.

Así pues, la morfología actual de la isla es el resultado de la actuación de los importantes procesos erosivos que, durante el Cuaternario, han venido ejerciendo fundamentalmente la morfogénesis fluvial y la litoral o marina, con las peculiaridades propias del dominio periglaciario. Los procesos relacionados con éstas han actuado sobre un sustrato detrítico, en general, bastante homogéneo y deleznable, y con disposición estructural monoclinada inclinada suavemente hacia el este. En conjunto, el relieve actual de la isla se puede considerar elaborado a partir de la superficie de arrasamiento fosilizada por los depósitos glacio-marinos de la Fm Weddell, por lo que probablemente, el origen de dicha superficie sea el mismo que el del depósito que la recubre.

### 1.5.2. Representación cartográfica

La normativa, metodología y formato de representación seguido para su elaboración, es la especificada por IGME para la realización de cartografía geomorfológica a escalas intermedias y detalladas (Martín-Serrano *et al.*, 2004) con algunas variaciones para una mayor adecuación a los contextos antárticos. En la simbología, se conservan los caracteres de mayor aceptación internacional.

El **Mapa** Geomorfológico muestra dos tipos de elementos: los accidentes geográficos y los depósitos superficiales. Estos elementos se representan con diferentes componentes (recintos de colores, símbolos y tramas) organizados en grupos de acuerdo a su morfogénesis. Cada grupo se identifica por su color específico.

La **leyenda** muestra una organización morfoestratigráfica relativa, desde el Plioceno inferior-superior, edad atribuida al depósito glaciomarino en la parte superior de la serie estratigráfica. Las características geomorfológicas se agrupan en cuatro tipos morfoestratigráficos: estructural; fluvial; nival y periglaciario; y costera. Hay otros seis tipos genéticos de importancia menor: volcánicos, laderas, glaciario, eólico, lacustre y accidentes geográficos antrópicos.

Además, el mapa contiene: símbolos, **contexto geográfico** y **esquema litológico**, un **esquema altimétrico** (DEM), un **esquema de pendientes** y algunas **fotos panorámicas** que muestran los diferentes paisajes con sus formas.

## 1.6. MEMORIA

La memoria consta de una serie de capítulos realizados por diferentes autores, la mayoría de los cuales ha participado en las sucesivas campañas de campo.

La estructuración en capítulos se ha realizado teniendo en cuenta los distintos elementos geológicos de la isla. Así, y después

del capítulo de "Introducción" (Cap. 1), se describen primero las unidades cartográficas pertenecientes a los dos grupos sedimentarios presentes: "Grupo Marambio" (Cap. 2) y "Grupo Seymour" (Cap. 3). Dentro de ellos los apartados se ordenan jerárquicamente en formaciones y almiembros; y dentro de estos últimos se describen las unidades cartográficas que contienen. En estos dos capítulos, además se incluyen sendos apartados de "Cronoestratigrafía" e "Interpretación Sedimentaria", donde se aportan y se argumentan los datos de edad y de evolución sedimentaria conjunta de las unidades, respectivamente. A los depósitos más recientes del "Neógeno y Cuaternario" se les dedica una división aparte (Cap. 4), así como a la descripción de las "Rocas Volcánicas y Subvolcánicas" que, en forma de diques, aparecen en la isla (Cap. 5). La "Tectónica" específica de la isla, ocupa otro de los capítulos (Cap. 6). Por último, la "Geomorfología" tiene un lugar destacado en la memoria, siendo probablemente los datos y elementos cartográficos más originales de la presente obra (Cap. 7).

Cada uno de los capítulos incluye las "Referencias Bibliográficas" citadas en el mismo para facilitar su búsqueda. No obstante, al final de la memoria, se compilan todas las referencias citadas en el texto.

En la notación de las unidades cartográficas se ha seguido también la normativa del IGME (2004) para la redacción de las memorias de los mapas geológicos.

Así, en el encabezamiento de las unidades estratigráficas de rango mayor (formaciones y almiembros), aparece su nombre, abreviatura correspondiente (notación inglesa) y edad. Ejemplos:

- **FORMACIÓN SOBRAL (SF). PALEOCENO INFERIOR.**
- **Almiembro Cucullaea I (CU1M). Ypresiense superior.**

Para cada una de las unidades cartográficas, aparece el **número** o **letra** correspondiente a la leyenda del Mapa Geológico, seguido por su litología dominante, comenzando por la más abundante y terminando por la minoritaria y, si procede, su contenido relevante (litológico, paleontológico, etc.). Ejemplos:

- Unidad cartográfica **9**.- Lutitas arenosas laminadas y niveles de areniscas masivas con fauna de moluscos. **9g**.- Niveles verdosos con glauconita.
- Unidad cartográfica **38**. Areniscas rojizas y lutitas. **t**.- Nivel de areniscas con *Turritella*.

Las características de cada una de las unidades se han descrito atendiendo al orden siguiente:

- Situación geográfica de los afloramientos, expresión morfológica si procede.
- Secciones estratigráficas que la incluyen, espesor y equivalencia con otras unidades cartográficas previas.
- Situación estratigráfica del muro y el techo, relaciones laterales, geometría del depósito.
- Descripción litológica y sedimentológica (litología, composición de cantos, estructuras sedimentarias, análisis de facies, estudio de afloramientos, etc.).
- Interpretación del ambiente sedimentario.
- Contenido faunístico; y datos bio-, quimio- (datos de isótopos de Sr, dataciones radiométricas) y magnetoestratigráficos.
- Edad.

Como apoyo a la caracterización y descripción de cada unidad, se incluyen figuras con secciones estratigráficas de detalle, es-

quemadas de afloramientos y fotografías de campo panorámicas y de facies.

Por último, hay que decir que, tanto los capítulos de la memoria, como los mapas que la acompañan, han sido revisados por el

comité editorial del IGME y del IAA y, además, por varios científicos internacionales acreditados en el conocimiento de la geología y geomorfología de la Península Antártica.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMENÁBAR, C.; MONTES, M.; NOZAL, F. AND SANTILLANA, S. (2019): Dinoflagellate cysts of the La Meseta Formation (middle to late Eocene), Antarctic Peninsula: implications for biostratigraphy, palaeoceanography and palaeo-environment. *Geological Magazine*, 1-16. DOI: 10.1017/S0016756819000591.
- ANDERSSON, J.G. (1906): On the geology of Graham Land. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 7: 19-71.
- ASKIN, R. (1997): Eocene-? Earliest Oligocene terrestrial palynology of Seymour Island, Antarctica. In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C., Ed.). Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena. *Terra Antarctica Publication*: 993-996.
- BEAMUD, E.; MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. and MARENSSI, S. (2015): Magnetostratigraphic dating of Paleogene sediments in the Seymour Island (Antarctic Peninsula): A preliminary chronostratigraphy. *Abstract, AGU. Fall Meeting. San Francisco*. GP51B-1331.
- BIBBY, J. (1966): The stratigraphy of part of north-east Graham Land and the James Ross Island group. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 53: 37 p.
- BOHOYO, F. (2004): *Fragmentación continental y desarrollo de cuencas oceánicas en el sector meridional del Arco de Scotia, Antártida*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 252 p.
- BOWMAN, V.; FRANCIS, J. and RIDING, J. (2014a): Late Cretaceous winter sea ice in Antarctica?. *Geology*, 41: 1227-1230, DOI: 10.1130/G34891.1.
- BOWMAN, V.; FRANCIS, J.; ASKIN, R.; RIDING, J. and SWINDLES, G. (2014b): Latest Cretaceous-earliest Paleogene vegetation and climate change at the high southern latitudes: palynological evidence from Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 408: 26-47. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.04.018.
- BOWMAN, V.; INESON, J.; RIDING, J.; CRAME, J.; FRANCIS, J.; CONDON, D.; WHITTLE, F. and FERRACCIOLI, F. (2016): The Paleocene of Antarctica: Dinoflagellate cyst biostratigraphy, chronostratigraphy and implications for the palaeo-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 38: 132-148. DOI.ORG/ 10.1016/j.gr.2015.10.018.
- CASTILLO, P. (2011): *Proveniencia sedimentaria del Grupo Península Trinidad, Península Antártica*. Tesis doctoral. Universidad de Chile. Santiago de Chile, 148p.
- CRAME, J.; FRANCIS, J.; CANTRILL, D. y PIRRIE, D. (2004): Maastrichtian stratigraphy of Antarctica. *Cretaceous Research*, 25: 411-423.
- DEL VALLE, R.; HEREDIA, N.; MONTES, M.; NOZAL, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (2007): El Grupo Trinity Peninsula en la península Tabarin, extremo norte de la Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (4): 98-505.
- DEL VALLE, R.; ELLIOT, O. and McDONALD, O. (1992): Sedimentary basins of the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature. *Antarctic Science*, 4: 477-478.
- DINGLE, R. and LAVELLE, M. (1998): Antarctic Peninsula cryosphere: early Oligocene (c. 30 Ma) initiation and a revised glacial chronology. *Journal of Geological Society of London*, 155: 433-437.
- DOUGLAS, P.; AFFEK, H.; IVANY, L.; HOUBEN, A.; SIJPD, W.; SLUIJSC, A.; SCHOUTENC, S. and PAGANIA, M. (2014): Pronounced zonal heterogeneity in Eocene southern high-latitude sea surface temperatures. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*. DOI:10.1073/pnas.1321441111.
- DUTTON, A.; LOHMANN, K. and ZINSMEISTER, W. (2002): Stable isotope and minor element proxies for Eocene climate of Seymour Island. *Antarctica. Paleoceanography*, 17 (2): 1-13.
- ELLIOT, D. (1988): Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, Northern Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. (Feldman, R.M. and Woodbume, M.O. Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 541-555.
- ELLIOT, D. and TRAUTMAN, T. (1982): Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. In *Antarctic Geoscience*. (Craddock, C. ed.). *University of Wisconsin Press, Madison*: 287-297.
- ELLIOT, D.; ASKIN, R.; KYTE, F. and ZINSMEISTER, W. (1994): Iridium and dynocist at the Cretaceous-Tertiary boundary on Seymour Island, Antarctica: Implications for the K/T event. *Geology*, 22: 675-678.
- ELLIOT, D.H.; RINALDI, C.A.; ZINSMEISTER, W.; TRAUTMAN, T.A.; BRYANT, W.A. and DEL VALLE, R.A. (1975): Geological investigations on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 10 (4): 182-186.
- FARQUHARSON, G.W. (1984): Late Mesozoic non-marine conglomeratic sequences of northern Antarctic Peninsula (The Botany Bay Group). *British Antarctic Survey Bulletin*, 65: 1-32.
- FELDMAN, R. and WOODBUME, M. (eds) (1988): *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula* Geological Society of America, Memoir 169.
- GHI DELLA, M. y LABRECQUE, J. (1997): The Jurassic conjugate margins of the Weddell Sea: considerations based on magnetic, gravity and paleobathymetry data. In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C.A. Ed.). Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena *Terra Antarctica Publication*: 441-451.
- HARWOOD, D. (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. and Woodbume, M.O. Eds.). *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, London*, 157: 417-432.
- HOFFMAN, S. (1991): *Petrology and provenance of the Paleocene strata at Cape Wiman, Seymour Island (Antarctic Peninsula)*. Unpublished Thesis MSc. The Ohio State University, USA: 197 p.
- 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. and Woodbume, M.O., Eds.). *Geological Society of America, Memoir*, 169: 163-252.

- IGME (2004): *Edición de Cartografía Geológica: MAGNA Y MAGNA DIGITAL. Normativa y procedimientos*. Documento interno del Instituto Geológico y Minero de España, 158 p.
- INSON, J. (1989): Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin. *Sedimentology*, 36: 793-819.
- INSON, J.; CRAME, J. and THOMSON, M. (1986): Lithostratigraphy of the Cretaceous strata of west James Ross Island. *Cretaceous Research*, 7: 141-159.
- IVANY, L.; LOHMANN, K.; HASIUK, F.; BLAKE, D.; GLASS, A.; ARONSON, R. and MOODY, R. (2008): Eocene climate record of a high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica. *Geological Society of America*, 120 (5/6): 659-678.
- KILIAN, W. and REBOUL, P. (1909): Les Céphalopodes Neocrétacées des Îles Seymour et Snow Hill. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar-Expedition 1901-1903*, 3: 1-75.
- LEAT, P.T.; SCARROW, J.H. and WAREHAM, C.D. (1997): A model for Late Triassic to Early Cretaceous Antarctic Peninsula plutonism. In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C.A. ed.). Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena, 1995. *Terra Antarctica Publications*, Siena, 321-326.
- MACDONALD, D.; BAKER, P.; GARRETT, S.; INSON, J.; PIRRIE, D.; STOREY, B.; WHITHAM, A.; KINGHORN, R. and MARSHALL, J. (1988): A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. *Marine and Petroleum Geology* 5: 34-53.
- MACELLARI, C. (1986): Late Campanian Maastrichtian ammonite fauna from Seymour Island (Antarctic Peninsula). *Paleontological Society, Memoir* 18, 1-55.
- (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. and Woodburne, M.O. Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 25-53.
- MALAGNINO, E.C.; OLIVERO, E.B.; RINALDI, C.A. y SPIKERMANN, J.P. (1981): Aspectos geomorfológicos de la isla viccomodoro Marambio, Antártida. *VIII Congr. Geol. Arg. (San Luis), Actas* 2: 883-896.
- MARENSSI, S. (1995): *Sedimentología y paleoambientes de sedimentación de la Formación La Meseta, Isla Marambio, Antártida*. Unpublished PhD Thesis, Universidad de Buenos Aires, Argentina, 1: 330 p.; 2: 172 p.
- (2006): Eustatically controlled sedimentation recorded by Eocene strata of the James Ross Basin, Antarctica. In: *Cretaceous-Tertiary high-latitude paleoenvironments, James Ross Basin, Antarctica*. (Francis, J.; Pirrie, D. and Crame, J., Eds.). *Geological Society of London, Special Publication*, 258: 125-133.
- MARENSSI, S.; CASADÍO, S. and SANTILLANA, S. (2010): Record of Late Miocene glacial deposits on Isla Marambio (Seymour Island), Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 22(02): 193-198.
- MARENSSI, S.; NET, L. and SANTILLANA, S. (2002): Provenance, environmental and paleogeographic controls on sandstone composition in a incised valley system: the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. *Sedimentary Geology*, 150: 301-321.
- MARENSSI, S.; SANTILLANA, S. and RINALDI, C. (1998): Stratigraphy of La Meseta Formation (Eocene), Marambio Island, Antarctica. In: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*. (Casadío, S. Ed.). *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial* 5: 137-146.
- MARTÍN-SERRANO, A.; SALAZAR, A.; NOZAL, F. y SUÁREZ, A. (2004): *Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000: Guía para su elaboración*. Instituto geológico y Minero de España. Madrid, IGME. Serie: Otras Publicaciones. 128 p.
- MEDINA, F. y RAMOS, A. (1981): Geología de las inmediaciones del refugio Ameghino (64° 26' 158° 59'), Tierra de San Martín. Península Antártica. *VIII Congreso Geológico Argentino*. 37(1): 66-79.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; TORTOSA, F.; BEAMUD, E. and MARENSSI, S. (2010): Integrate stratigraphy of the Upper Paleocene-Eocene strata of Marambio (Seymour) Island, Antarctic Peninsula. *XXXI SCAR, Open Science Conference, Buenos Aires, Argentina*.
- MONTES, M.; NOZAL, F. y SANTILLANA, S. (2019a): 3- Estratigrafía del Grupo Seymour Island. Paleoceno-Eoceno. En: *Geología y Geomorfología de isla Marambio (Seymour)*. (Montes, M., Nozal, F. y Santillana, S., Eds.). *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*, 1:20.000. 1ª edición. Acompañado de mapas. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino, 73-143.
- MONTES, M.; BEAMUD, E.; NOZAL, F. and SANTILLANA, S. (2019b): Late Maastrichtian-Paleocene chronostratigraphy from Seymour (Marambio) Island (James Ross Basin, Antarctic Peninsula). Eustatic controls of sedimentation. In: *Geology and palaeontology of the James Ross Basin, Antarctic Peninsula*. (Crame, J.A. and Acosta Hospitaleche, C., Eds.). *Advances in Polar Science-Special Issue*, 30(3): 303-327 DOI: 10.13679/j.advps.2018.0045.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S. y OLIVERO, E. (2013): Mapa Geológico de isla Marambio (Seymour); escala 1:20.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2008b): El Paleoceno superior de la Antártida: la Formación Cross Valley-Wiman de Isla Marambio. (Mar de Weddell). *Geo-Temas*, 10: 667-668.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S.; OLIVERO, E. y MAESTRO, A. (2008a): Mapa geológico 1:20.000 de isla Marambio (Mar de Weddell, Antártida). *Geo-Temas*, 10: 709-712.
- MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2008c): Estratigrafía de la Formación Sobral. Paleoceno inferior de Isla Marambio. (Mar de Weddell, Antártida). *Geo-Temas*, 10: 669-672.
- NASC (2005): North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. *AAPG Bulletin*, 89 (11): 1547-1591.
- NOZAL, F.; MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M. y DEL VALLE, R. (2013): Mapa Geomorfológico de Bahía Esperanza; escala 1:10.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- OGG, J.G.; OGG, G.M. and GRADSTEIN, F.M. (2016): *A Concise Geologic Time Scale Elsevier*, 240 p.
- OLIVERO, E. (2012): Sedimentary cycles, ammonite diversity and paleoenvironmental changes in the upper cretaceous Marambio Group, Antarctica. *Cretaceous research*, 34: 348-366. DOI: 10.1016/j.cretres.2011.11.015.
- OLIVERO, E. and MEDINA, F. (2000): Patterns of Late Cretaceous ammonite biogeography in southern high latitudes: the Family Kossmaticeratiidae in Antarctica. *Cretaceous Research*, 21: 269-279.
- OLIVERO, E.; PONCE, J. and MARTINIONI, D. (2008): Sedimentology and architecture of sharp-based tidal sandstones in the Upper Marambio Group, Maastrichtian of Antarctica. *Sedimentary Geology*, 210: 11-26.
- OLIVERO, E.; PONCE, J.; MARSICANO, C. y MARTINIONI, D. (2007): Depositional settings of the basal López de Bertodano Formation, Maastrichtian, Antarctica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62: 521-529.

- OLIVERO, E.; SCASSO, R. and RINALDI, C. (1986): *Revisión del Grupo Marambio, en la isla James Ross, Antártida*. Instituto Antártico Argentino Contribución, 331: 1-30.
- PANKHURST, R.J.; LEAT, P.T.; SRUOGA, P.; RAPELA, C.W.; MÁRQUEZ, M.; STOREY, B.C. and RILEY, T.R. (1998): The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81, 113-136.
- PIRRIE, D. and RIDING, J. (1988): Sedimentology, palynology, and structure of Humps Island, Northern Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 80: 1-19.
- PIRRIE, D.; CRAME, J.; LOMAS, S. and RIDING, J. (1997a): Late Cretaceous stratigraphy of the admiralty sound region, James Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research*, 18: 109-137.
- PIRRIE, D.; CRAME, J.A.; RIDING, J.B.; BUTCHER, A.R. and TAYLOR, P.D. (1997b): Miocene glaciomarine sedimentation in the northern Antarctic Peninsula region: the stratigraphy and sedimentology of the Hobbs Glacier Formation, James Ross Island. *Geological Magazine*, 136: 745-762.
- REGUERO, M.; MARENSSI, S. and SANTILLANA, S. (2012): Weddellian marine coastal vertebrates diversity from a basal horizon (Ypresian, Eocene) of the Cucullaea I Allomember, La Meseta Formation, Seymour (Marambio) Island, Antarctica. *Revista Peruana de Biología*, 19(3): 275-284.
- REGUERO, M.; GOIN, F.; ACOSTA, C.; DUTRA, T. and MARENSSI, S. (2013): *Late Cretaceous/Paleogene West Antarctica Terrestrial Biota and its Intercontinental Affinities*. SpringerBriefs in Earth System Sciences. DOI: 10.1007/978-94-007-5491-1\_1.
- REGUERO, M.; MARENSSI, S. and SANTILLANA, S. (2002): Antarctic Peninsula and South America (Patagonia) Paleogene terrestrial faunas and environments: biogeographic relationships. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2776: 1-22.
- RIDING, J. and CRAME, A. (2002): Aptian to Coniacian (early-late Cretaceous) pliostratigraphy of Gustav Group, James Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research*, 23: 739-760.
- RIESKE, D. (1990): *The depositional environment, provenance and volcanic history of the Paleocene strata of the James Ross Island Basin, Antarctica*. Unpublished MSc Thesis, The Ohio State University, USA: 149 p.
- RINALDI, C. (1982): The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group. In: *Antarctic Geoscience* (Craddock C. ed.). University of Wisconsin Press, Madison, USA: 281-286.
- RINALDI, C.; MASSABIE, A.; MORELLI, J.; ROSENMAN, L. y DEL VALLE, R. (1978): *Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida*. Instituto Antártico Argentino Contribución, 217: 1-37.
- SADLER, P. (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. and Woodbume, M.O., Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 303-320.
- SANTILLANA, S.; MONTES, M.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2007): Secuencias Estratigráficas de la Fm Sobral (Paleoceno inferior) de isla Marambio. Península Antártica. *VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas. Comunicaciones. CDROM: GEOR E829*.
- SILVA, A.; SÁNCHEZ, R. y FRESINA, M. (2000): Caracterización del comportamiento hidrogeológico en isla Marambio. *Actas 1<sup>st</sup> Joint Congress on Groundwater Fortaleza, Brasil*; soporte CD, Art. 230: 292-307.
- SMELLIE, J.; PANKHURST, R.; HOLE, M. and THOMSON, J. (1988): Age, distribution and eruptive conditions of Late Cenozoic alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula and eastern Ellsworth Land: review. *British Antarctic Survey Bulletin*, 80: 21-49.
- STOREY, B. and NELL, P. (1988): Role of strike slip faulting in the tectonic evolution of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society of London*, 145: 333-337.
- STOREY, B.C.; VAUGHAN, A.P.M. and MILLAR, I.L. (1996): Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. In: *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up* (Storey, B.C.; King, E.C. and Livermore, R.A. eds). *Geological Society, London, Special Publications*, 108: 87-103.
- TANKARD, A.J.; ULIANA, M.A.; WELSINK, H.J.; RAMOS, V.A.; TURIC, M.; FRANCA, A.B.; MILANI, E.J.; DE BRITO NEVES, B.B.; EYLES, N.; SKARMETA, J. and SANTA ANA, H. et al. (1995): In: *Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic*. (Tankard, A.J.; Suarez, S.R. and Welsik, H.J., eds). *Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoirs*, 62: 5-52.
- THOMSON, M.; PANKHURST, R. and CLARKSON, P. (1983): The Antarctic Peninsula: a late Mesozoic-Cenozoic arc (Review). In: *Antarctic Earth Science* (Oliver, R.; James, P. and Jago, J., Eds.). Australian Academy of Science, Canberra: 289-294.
- TOBIN, T.; WARD, P.; STEIG, E.; OLIVERO, E.; HILBURN, I.; MITCHELL, R.; DIAMOND, M.; RAUB, T. and KIRSCHWINK, J. (2012): Extinction patterns,  $\delta^{18}\text{O}$  trends, and magnetostratigraphy from a southern high-latitude Cretaceous-Paleogene section: Links with Deccan volcanism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 350-352: 180-188. DOI:10.1016/j.palaeo.2012.06.029.
- TRAUTMAN, T. (1976): *Stratigraphy and petrology of Tertiary clastic sediments, Seymour Island, Antarctica*. Unpublished MSc Thesis, The Ohio State University, USA: 170 p.
- USGS (1995): *Mapa Topográfico Escala 1:10.000 de Isla Marambio, Antártida; Seymour Island, Antarctica (3 Hojas)*. Producido por el United States Geological Survey en cooperación con el Instituto Antártico Argentino y The Ohio State University, Bird Polar Research Center.
- WHITHAM, A.G.; INESON, J.R. and PIRRIE, D., (2006): Marine volcanoclastics of the Hidden Lake Formation (Coniacian) of James Ross Island, Antarctica: an enigmatic element in the history of a backarc basin. In: *Cretaceous-Tertiary High-Latitude Palaeoenvironments, James Ross Basin, Antarctica*. (Francis, J.E.; Pirrie, D. and Crame, J.A., Eds.), *Geological Society, London, Special Publication* 258: 21-47.
- WRENN, J. and HART, G. (1988): Paleogene dinoflagellate cyst biostratigraphy of Seymour Island, Antarctica. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. (Feldman, R.M. and Woodbume, M.O., Eds.). *Geological Society of America, Memoir*, 169: 321-447.
- ZINSMEISTER W. and DE VRIES, T.J. (1983): Quaternary glacial marine deposits on Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 18(5): 64-65.
- ZINSMEISTER, W. (1982): Review of the Upper Cretaceous Sequence on Seymour Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 779-785.
- ZINSMEISTER, W. and WEBB, P. (1982): Cretaceous-Tertiary geology and paleontology of Cockburn Island. *Antarctic Journal of the United States*, 17: 41-42.



## 2. ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO MARAMBIO. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO

*M. Montes, E. Olivero, F. Nozal y S. Santillana*

### Índice del capítulo

<b>2. ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO MARAMBIO. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO .....</b>	<b>19</b>
<b>2.1. FORMACIÓN HASLUM CRAG (HCF). MAASTRICHTIENSE .....</b>	<b>19</b>
<b>2.1.1. Unidad cartográfica 1. Areniscas finas glauconíticas laminadas con bioturbación y gravas aisladas .....</b>	<b>19</b>
<b>2.2. FORMACIÓN LÓPEZ DE BERTODANO (LBF). MAASTRICHTIENSE-DANIENSE .....</b>	<b>21</b>
<b>2.2.1. Discontinuidad basal.....</b>	<b>22</b>
<b>2.2.2. Alomimiento López de Bertodano A (ROM, Rotularias). Maastrichtiense.....</b>	<b>23</b>
2.2.2.1. Unidad cartográfica <b>2</b> . Lutitas y niveles intercalados de areniscas muy finas litificadas .....	23
2.2.2.2. Unidad cartográfica <b>3</b> . Lutitas arcillosas masivas gris verdosas con concreciones dispersas .....	23
2.2.2.3. Unidad cartográfica <b>4</b> . Margas masivas grises con Rotularia y niveles de areniscas laminadas en paleocanales. Unidad cartográfica <b>5</b> . Areniscas laminadas en paleocanales y margas grises .....	27
2.2.2.4. Unidad cartográfica <b>6</b> . Lutitas arenosas oscuras masivas con Rotularia y niveles de concreciones rojizas y areniscas. <b>6m</b> .- Margas masivas grises con intercalaciones de areniscas. <b>g</b> .- Nivel verdoso con glauconita .....	31
<b>2.2.3. Alomimiento López de Bertodano B (MOM, Moluscos). Maastrichtiense .....</b>	<b>31</b>
2.2.3.1. Unidad cartográfica <b>7</b> . Lutitas arenosas oscuras bioturbadas y niveles de areniscas con abundante fauna de moluscos (amonites, gasterópodos, bivalvos) .....	32
2.2.3.2. Unidad cartográfica <b>8</b> . Areniscas finas y lutitas arenosas con abundantes concreciones. <b>8g</b> .- Nivel verdoso con glauconita .....	34
2.2.3.3. Unidad cartográfica <b>9</b> .- Lutitas arenosas laminadas y niveles de areniscas masivas con fauna de moluscos. <b>9g</b> .- Niveles verdosos con glauconita.....	36
<b>2.2.4. Alomimiento López de Bertodano C (CZM, Cenozoico). Daniense inferior .....</b>	<b>39</b>
2.2.4.1. Unidad cartográfica <b>10</b> . Lutitas arenosas verdosas con niveles de concreciones con moluscos ( <i>Lahilla</i> ) y madera fósil .....	39
2.2.4.2. Unidad cartográfica <b>11</b> . Lutitas grises masivas.....	40
<b>2.3. FORMACIÓN SOBRAL (SF). PALEOCENO INFERIOR .....</b>	<b>41</b>
<b>2.3.1. Discontinuidad basal.....</b>	<b>41</b>
<b>2.3.2. Alomimiento Sobral A (SAM, inferior). Daniense medio-superior .....</b>	<b>45</b>
2.3.2.1. Unidad cartográfica <b>12</b> . Lutitas marrones y areniscas finas laminadas. <b>tf</b> .- Cinerita.....	45
2.3.2.2. Unidad cartográfica <b>13</b> . Lutitas y areniscas grises con nódulos fosilíferos de moluscos. <b>13G</b> .- Niveles verdosos de areniscas con concreciones de glauconita.....	48
<b>2.3.3. Alomimiento Sobral B (SBM, medio). Daniense superior.....</b>	<b>52</b>
2.3.3.1. Unidad cartográfica <b>14</b> . Lutitas marrones, areniscas finas grises y areniscas verdosas con glauconita. <b>tf</b> .- Cinerita.....	52

<b>2.3.4. Alomiembro Sobral C (SCM, superior). Daniense superior-terminal .....</b>	<b>52</b>
2.3.4.1. Unidad cartográfica <b>15</b> . Areniscas en paleocanales con laminación cruzada y lutitas laminadas .....	52
2.3.4.2. Unidad cartográfica <b>16</b> . Lutitas y areniscas laminadas con nódulos y paleocanales a techo .....	54
2.3.4.3. Unidad cartográfica <b>17</b> . Lutitas y areniscas verdosas con persistente laminación en surco con clastos de glauconita .....	58
2.3.4.4. Unidad cartográfica <b>18</b> . Niveles gruesos de areniscas y lutitas, con bivalvos ( <i>Pinna</i> ) y grandes concreciones a techo .....	58
<b>2.4. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO MARAMBIO .....</b>	<b>62</b>
<b>2.4.1. Datos crono y bioestratigráficos de la Fm Haslum Crag .....</b>	<b>62</b>
<b>2.4.2. Datos crono y bioestratigráficos de la Fm López de Bertodano .....</b>	<b>62</b>
<b>2.4.3. Datos crono y bioestratigráficos de la Fm Sobral .....</b>	<b>62</b>
<b>2.4.4. Curva de tasa de sedimentación y datación de las unidades .....</b>	<b>65</b>
<b>2.5. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA DEL GRUPO MARAMBIO .....</b>	<b>65</b>
<b>2.5.1. Fm Haslum Crag .....</b>	<b>65</b>
<b>2.5.2. Fm López de Bertodano .....</b>	<b>66</b>
<b>2.5.3. Fm Sobral .....</b>	<b>68</b>
<b>2.5.4. Implicaciones de las nuevas edades del Grupo Marambio .....</b>	<b>69</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>70</b>

## 2. ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO MARAMBIO. CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO

El Grupo Marambio (Rinaldi *et al.*, 1978) abarca las formaciones Fm Snow Hill, Fm López de Bertodano y Fm Sobral. Recientemente, de la primera de las formaciones del grupo, Olivero *et al.*, (2008), separan como formación a la Arenisca Haslum Crag antes considerada como miembro de la Fm Snow Hill Island. Así pues las formaciones que aparecen en la isla pertenecientes al Grupo Marambio son: **Fm Haslum Crag, Fm López de Bertodano y Fm Sobral.**

Su edad es Campaniense-Paleoceno.

### 2.1. FORMACIÓN HASLUM CRAG (HCF). MAASTRICHTIENSE

La Arenisca Haslum Crag está expuesta en el extremo suroeste de isla Marambio en las cercanías del cabo Lamas. Fuera del área cartografiada, los mejores afloramientos se encuentran en el extremo NE de la vecina isla Snow Hill Island (Fig. 2.1) y asomos muy reducidos se exponen también en la isla Cockburn.

La Fm Haslum Crag (Olivero *et al.*, 2008) equivale aproximadamente a la unidad 1 de la Fm López de Bertodano (*K1b1*; Macellari,

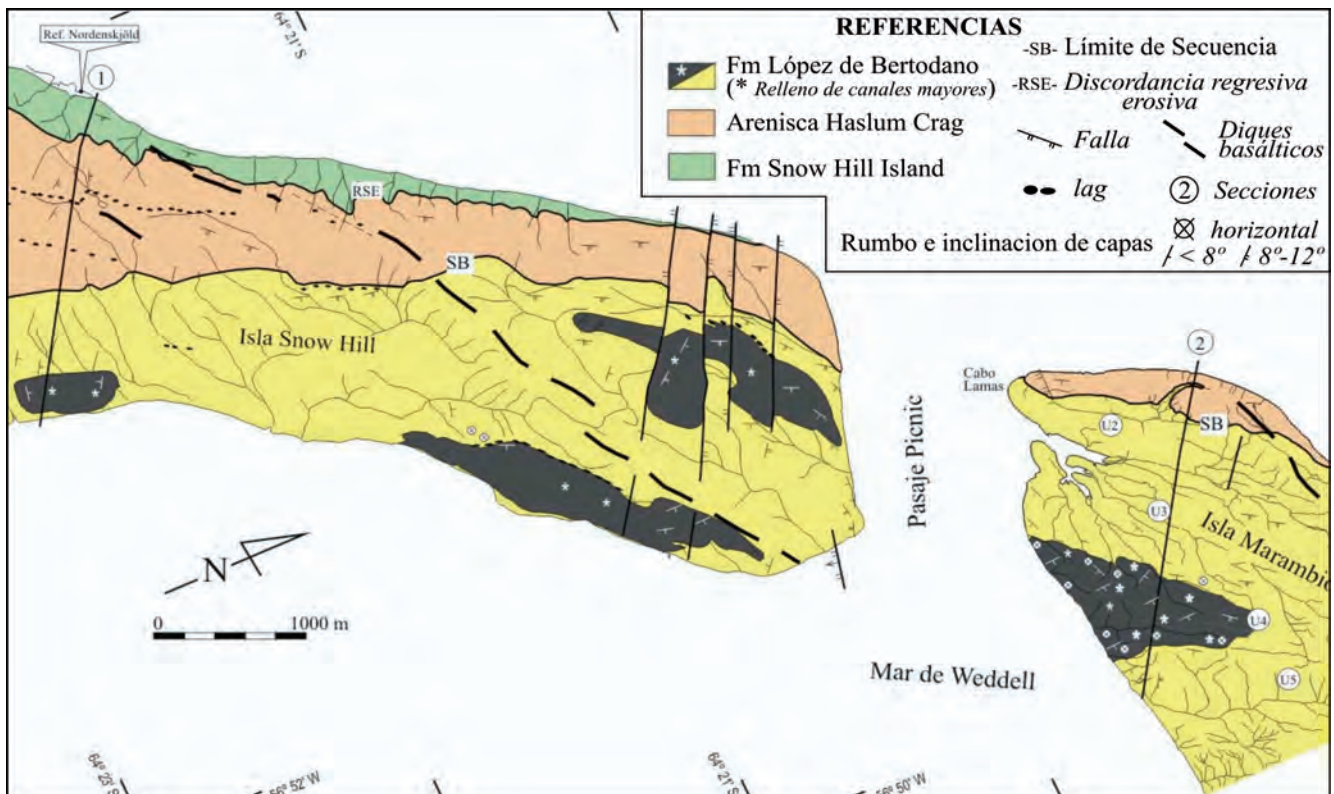
1988) y al Miembro Haslum Crag de la Formación Snow Hill Island (Pirrie *et al.*, 1997).

Está constituida predominantemente por areniscas glauconíticas bioturbadas con escasos cuerpos fósiles, que forman generalmente paredones subverticales en los acantilados por su mayor resistencia a la erosión. En isla Marambio el espesor expuesto varía entre 80 y 60 m. En el perfil tipo de la isla Snow Hill tiene un espesor máximo de aproximadamente 200 m.

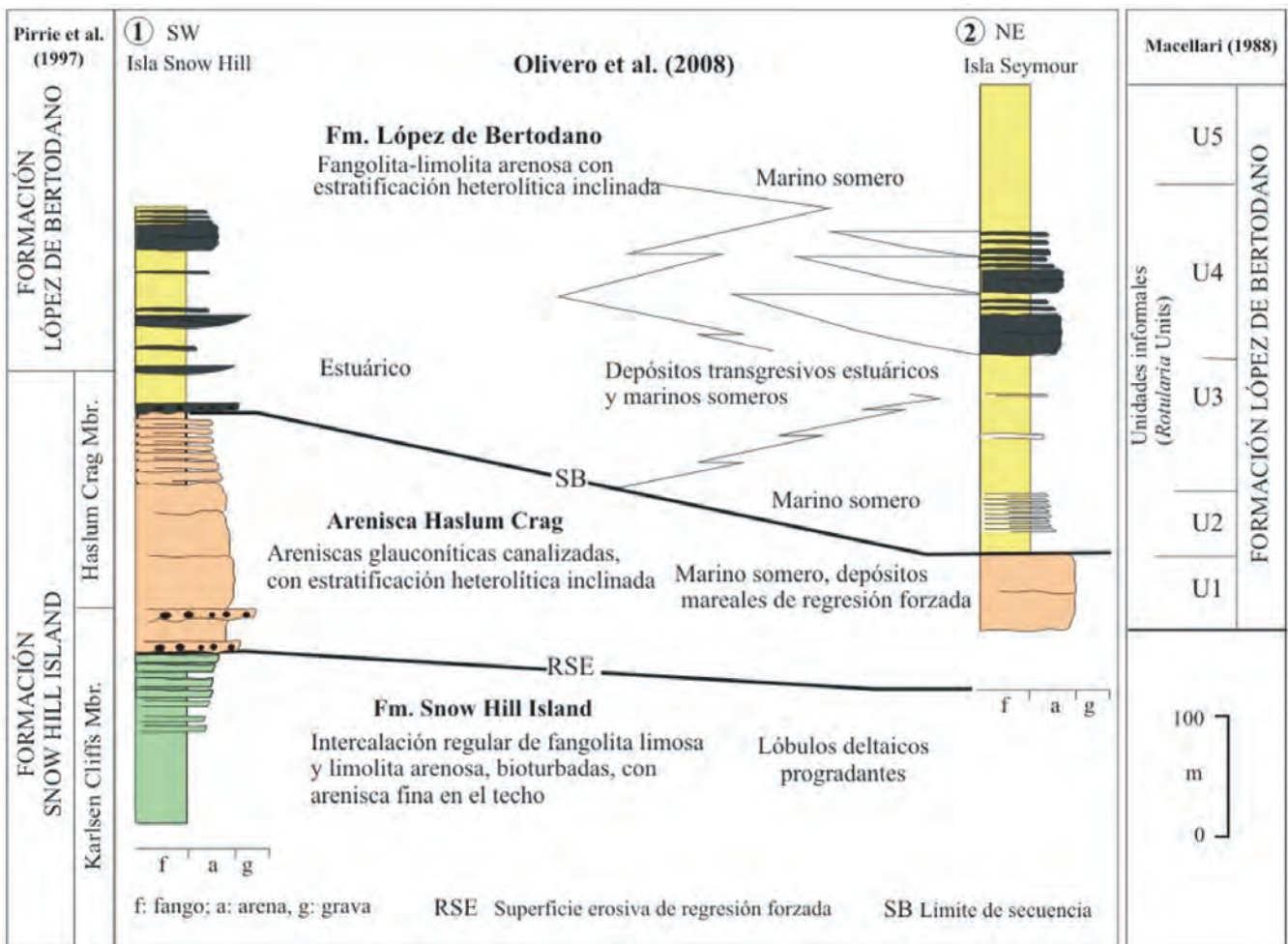
La base no está expuesta en el área cartografiada y en su perfil tipo se asienta en marcada discordancia sobre la Fm Snow Hill Island. El techo corresponde a una discordancia mayor sobre la cual se apoya la Fm López de Bertodano en marcado relieve relativo que alcanza entre 60 m y 100 m de espesor estratigráfico (Fig. 2.2).

#### 2.1.1. Unidad cartográfica 1. Areniscas finas glauconíticas laminadas con bioturbación y gravas aisladas

Se compone predominantemente de bancos de areniscas finas a medianas, glauconíticas con abundante bioturbación, de color gris pálido con tonalidades verdosas o rojizas. Estos bancos alcanzan hasta 1 m de espesor y alternan regularmente con areniscas



**Figura 2.1.-** Mapa geológico del extremo NE de la isla Snow Hill y extremo SO de isla Marambio (tomada de Olivero *et al.*, 2008). Se posicionan las columnas estratigráficas parciales 1 y 2, que se muestran en la Fig. 2.2.



**Figura 2.2.-** Columnas estratigráficas representativas de los sedimentos del Maastrichtiense inferior expuestas en el extremo NE de la isla Snow Hill y en las cercanías del cabo Lamas en isla Marambio, ilustrando la nomenclatura estratigráfica seguida por distintos autores (tomado de Olivero *et al.*, 2008).

limosas finas a muy finas y en menor medida fangolitas arenosas, de espesor más reducido, generalmente entre 10 y 20 cm. Esta asociación litológica se dispone en paquetes lenticulares grano y estrato decrecientes con espesores variables entre 3 y 15 m. Las bases de estos paquetes lenticulares son marcadamente erosivas; las areniscas más espesas de la base tienen ocasionalmente gravas aisladas de hasta 15 cm de diámetro y hacia el techo ocasionalmente tienen laminación entrecruzada ondulítica y estratificación entrecruzada bipolar (Fig. 2.3). La alternancia regular de capas más delgadas de areniscas muy finas y fangolitas define paquetes heterolíticos con estratificación inclinada, y donde los bancos individuales no están amalgamados por bioturbación, presentan ondulitas de oleaje y de corriente.

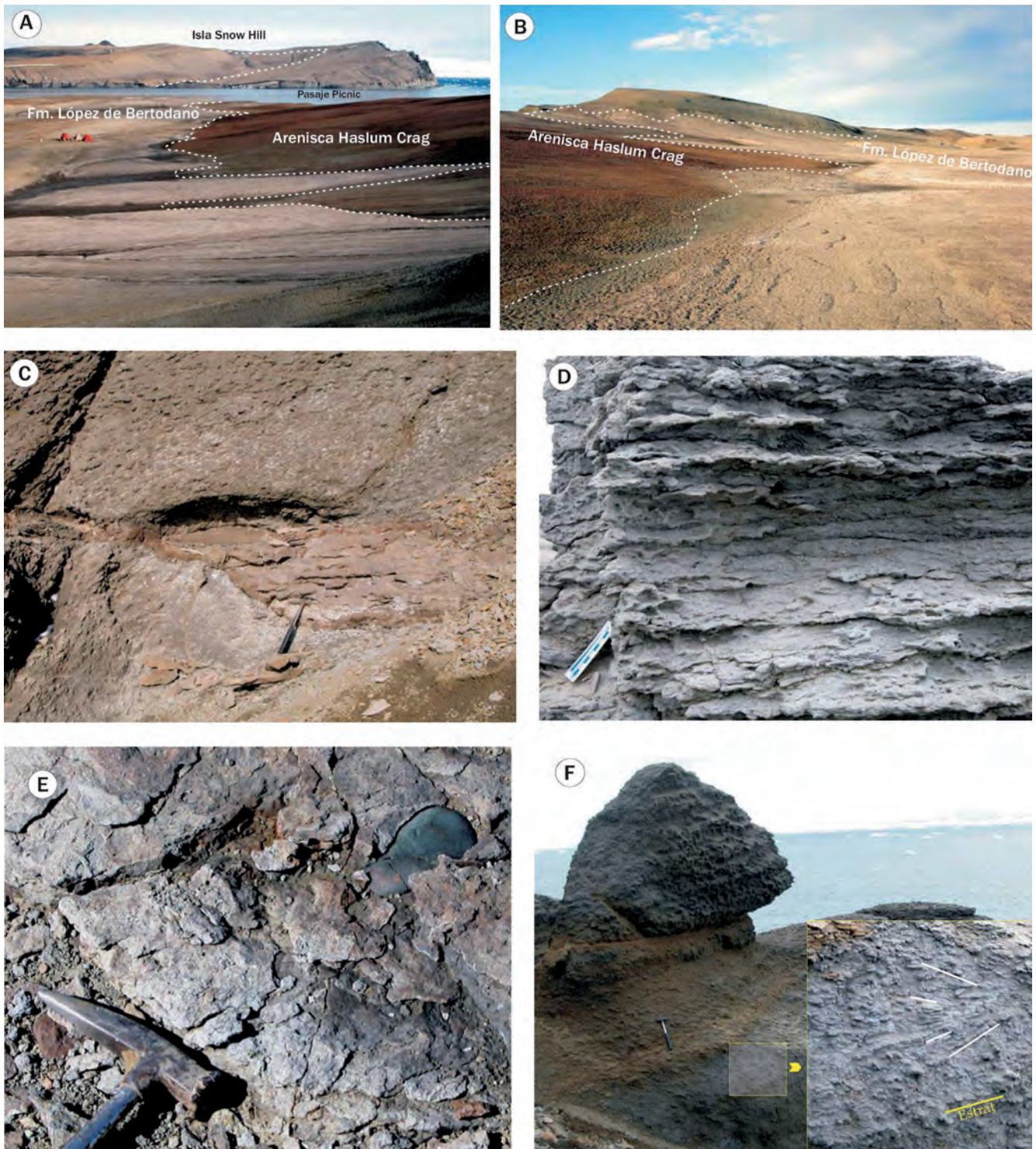
Las gravas aisladas se componen de esquistos de bajo grado, plutonitas de grano fino y riolitas. Las areniscas finas se componen predominantemente de granos de cuarzo con extinción ondulosa, con presencia subordinada de feldespato potásico y fragmentos líticos metamórficos y plutónicos (Macellari, 1993).

La base de algunos paquetes lenticulares suele presentar concentrados residuales de concreciones de fósiles y clastos mayores aislados. Los fósiles corresponden predominantemente a serpúlidos *Rotularia (Austrorotularia) fallax* (Wilckens), gasterópodos indeterminados, bivalvos como *Panopea* sp., *Pycnodonte* sp., *Oistotrigonia* sp., abundantes espinas sueltas de equinoideos y madera fósil con perforaciones de teredos (Macellari, 1988; Pirrie *et al.*, 1997; Olivero y Medina, 2000; Olivero *et al.*, 2008).

Las trazas fósiles, dominantes en los paquetes heterolíticos, incluyen a *Nereites missouriensis* (Weller), *Patagonichnus stratiformis* Olivero y Lopez, *Schaubcylindrichnus* isp. y *Paradictyodora* isp.; con presencia subordinada de *Ophiomorpha* isp., *Neonereites biserialis* Seilacher, *Teichichnus* isp. y *Rhizocorallium* isp. (Olivero *et al.*, 2008).

La Fm Haslum Crag contiene en el área cartografiada los últimos niveles con el amonite *Gunnarites antarcticus* asociado con *Anagaudryceras* sp., *Diplomoceras lambi* Spath, *Neophylloceras* sp. y *Pseudophyllites* sp. En la Antártida, los niveles con abundancia explosiva de *Gunnarites antarcticus* corresponden al Maastrichtiense temprano (Olivero y Medina, 2000; Crame *et al.*, 2004). En esta unidad estarían presentes también las biozonas de palinomorfos: "Zona 1" de Askin (1988); biozona de foraminíferos planctónicos: "*A-Gaudryina healyi*" de Huber (1988); y biozona: *Rotularia fallax* de Macellari (1988).

Recientemente Milanese (2018), ofrece estudios magnetoestratigráficos sobre la Fm Haslum Crag y base de la Fm López de Bertodano en la Isla Snow Hill (Olivero *et al.*, 2008), en series equivalentes a las observadas en isla Marambio. Se identifica el cron **C31r** para esta formación, incluido por entero en el Maastrichtiense. La autora además, identifica en la base del Miembro Sanctuary Cliffs de la Fm Snow Hill Island (infrayacente), los cronos **C32n-1n** y **C32n-1r** base del Maastrichtiense; y el cron **C32n-2n** techo del Campaniense, por lo que el límite entre el Campaniense-Maastrichtiense puede situarse en la base del Miembro Sanctuary Cliffs. Ver modelo de edad de la Figs. 2.48 y 2.49.



**Figura 2.3.-** Rasgos geológicos, litología y estructuras sedimentarias de la Fm Haslum Crag en el área cartografiada. **A y B.-** Discordancia que separa las areniscas glauconíticas grises y rojizas del techo de la Fm Haslum Crag de las pelitas de la unidad 2 de la Fm López de Bertodano (A: mirando hacia el SO; B: mirando hacia el NE). **C.-** Canal de pequeña escala con base erosiva, labrado en areniscas finas y con concentrado residual de concreciones retrabajadas en la base. **D.-** Paquetes heterolíticos bioturbados con alternancia de capas centimétricas de arenisca muy fina y limolita arenosa. **E.-** Clasto aislado (plutonita máfica de grano fino) en la base de un canal labrado en arenisca fina. **F.-** Areniscas finas con estratificación difusa, con estructura entrecruzada bipolar. El recuadro indica la posición del detalle. La línea amarilla (Estrat.) indica la estratificación; las líneas blancas la orientación bipolar (E-O) de planos de estratificación entrecruzada.

## 2.2. FORMACIÓN LÓPEZ DE BERTODANO (LBF). MAASTRICHTIENSE-DANIENSE

La Fm López de Bertodano (LBF) (Rinaldi *et al.*, 1978), ocupa la totalidad del área mapeada al sur del cabo Bodman y de la Quebrada Díaz (Cross Valley). Está compuesta de una monótona sucesión de sedimentitas friables en paquetes espesos dominante-

mente constituidos de fangolita arenosa, limolita arenosa y arenisca muy fina limosa con horizontes de concreciones intercaladas, que alternan con bancos decimétricos más litificados de arenisca fina. Toda la formación contiene fósiles relativamente abundantes de invertebrados marinos y trazas fósiles, ciertos niveles además contienen vertebrados fósiles y restos de madera carbonizada.

El perfil más completo se sitúa sobre la línea de costa meridional (Macellari, 1988) entre el cabo Lamas y las cercanías de la punta Sobral, donde la LBF supera los 1.300 m de espesor. La base de la formación se apoya en marcada discordancia sobre la Fm Haslum Crag (Figs. 2.2 y 2.3A y B) y el techo está separado también por una discordancia de la Fm Sobral.

Las diferencias entre las unidades cartográficas 2 a 11 son sutiles, pero en general éstas se pueden reconocer por su distinto grado de litificación, proporción de arena-fango y contenido de cuerpos y trazas fósiles. Las unidades cartográficas 2 a 9 son areniscas subarcóicas y sublíticas, con un porcentaje de granos de cuarzo superior al 60%. Las areniscas de la unidad 10 son arenitas líticas que se distinguen por una abrupta aparición de granos volcánico-clásticos frescos, que en general supera el 30% (Macellari, 1993).

La subdivisión en miembros de la formación ha estado dificultada por el alto grado de homogeneidad y la gran convergencia entre las facies que componen sus distintas unidades. No obstante ya Macellari (1988), hace una gran división basada en el contenido paleontológico principal, denominando *Unidades de Rotularia* a las unidades inferiores (Klb1 a 6), y *Unidades de Moluscos* a las superiores (Klb7 a 10). Más recientemente Crame, et al. (2004) incluyen la primera de las unidades de Macellari (Klb1) dentro de la Fm Snow Hill, otorgándole Olivero et al. (2008), rango de formación (Fm Haslum Crag). Además, Crame et al. (2004), sugieren la posibilidad de tratar como miembro a los depósitos por encima del K-Pg y bajo la superficie erosiva de la Fm Sobral (Klb10).

Teniendo en cuenta estos antecedentes, las facies sedimentarias, las geometrías de las unidades, su evolución en la vertical y su edad, en este trabajo se ha optado por dividir informalmente la LBF en tres alomiembros. El inferior, Alomiembro López de Bertodano A (LB-A, en el mapa), coincide con las *Unidades de Rotularia* de Macellari (1988), y se ha denominado en esta memoria como **Alomiembro Rotularias**. El medio, Alomiembro López de Bertodano B (LB-B) en el mapa, coincide con las *Unidades de Moluscos* del mismo autor y se ha denominado en esta memoria como **Alomiembro Moluscos**; y el superior, Alomiembro López de Bertodano C (LB-C) equivale a los depósitos cenozoicos de la formación por encima del límite K-Pg, (Fig. 2.4), y se ha denominado en esta memoria como **Alomiembro Cenozoico**.

Su edad abarcaría desde el Maastrichtiense inferior (~71,1 Ma), al Daniense inferior (~65,4 Ma). En el apartado de cronoestratigrafía se encuentra una explicación más detallada (Fig. 2.48).

**2.2.1. Discontinuidad basal**

Se trata de una discordancia erosiva que separa las areniscas glauconíticas grises y rojizas del techo de la Fm Haslum Crag de las pelitas de la unidad 2 de la Fm López de Bertodano (Fig. 2.3A y B). La superficie está inclinada unos 10° hacia el SE, y pudo ser deducida solo después de la cartografía detallada de las relaciones entre las capas de la base de la Fm López de Bertodano y el techo de la Fm Haslum Crag.

La geometría de esta superficie de erosión parece definir una amplia depresión en forma de valle que se extiende a la vecina isla Cerro Nevado, con su eje centrado en la parte cartografiada en isla Marambio (Fig. 2.1). A lo largo de su trazado, la superficie incide fuertemente entre 60 y 100 m en la Fm Haslum Crag. La falta de expresión morfológica de una superficie erosiva tan grande se debe, en parte, a la naturaleza friable de los depósitos sedimentarios, a la ausencia de diferencias marcadas en el calibre de los clastos, y al color y meteorización similar de ambas formaciones a las

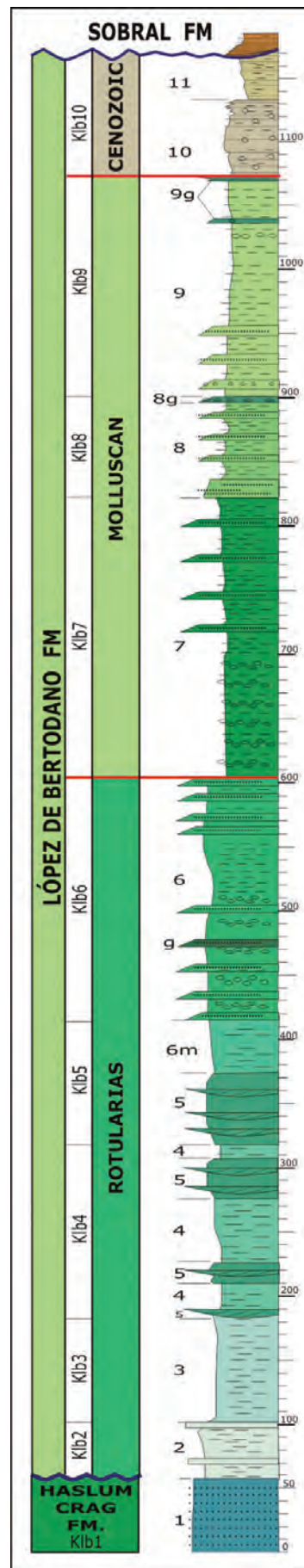


Figura 2.4.- Columna sintética de la LBF, mostrando espesor, litología y la división estratigráfica en alomiembros y la equivalencia con la notación de Macellari (1988).

que limita. Solo en algunos lugares estas formaciones contrastan fuertemente y es posible observar la superficie en el terreno.

En el centro de su trazado cartográfico incide fuertemente en las areniscas infrayacentes conformando un estrecho paleovalle (Fig. 2.5), dejando a los depósitos sobre la superficie erosiva (unidad 2), en cota topográfica claramente inferior con respecto a la unidad infrayacente (unidad 1).

La interpretación de esta discordancia es indeterminada. No hay evidencia de erosión subaérea o de depósitos fluviales asociados con la superficie, y por lo tanto, no es posible establecer con seguridad si esta falta de conformidad se generó a través de incisión fluvial o por erosión de las mareas. No obstante, la magnitud erosiva (entre 60 y 100 m) de la superficie, sugiere erosión subaérea como el proceso más probable. Dicha erosión se produciría durante una caída relativa del nivel del mar, seguido de un relleno agradacional por parte de los depósitos de la unidad 2, que implicaría tanto un ascenso eustático del nivel del mar, como de una cierta subsidencia, que explicaría el espesor de los sedimentos y la persistencia en la profundidad de los mismos (Olivero *et al.*, 2008).

### 2.2.2. Alomembro López de Bertodano A (ROM, Rotularias). Maastrichtiense

Aflora en la zona más oriental de la isla entre cabo Lamas y el estrecho Picnic. Su espesor es del entorno de 700 m y se dispone en discordancia erosiva sobre la formación anterior. Corresponde a las *Unidades de Rotularia* de Macellari (1988), y está constituida por las unidades 2 a 6 del mapa geológico.

La edad deducida según los datos cronoestratigráficos disponibles sería Maastrichtiense inferior-superior (~71,1-70 Ma; Fig. 2.48).

#### 2.2.2.1. Unidad cartográfica 2. Lutitas y niveles intercalados de areniscas muy finas litificadas

Aflora en una faja muy reducida entre el cabo Lamas y la bahía Fósil. Se asienta en discordancia con un marcado relieve sobre la Fm Haslum Crag (Fig. 2.3A y B) por lo que alcanza un espesor máximo variable entre 45 m y 65 m.

La faja de afloramiento se caracteriza por un suave paisaje de cuevas, controlado por la alternancia de espesos paquetes friables, entre 4 y 10 m, de fangolita gris y gris ceniza con concreciones y bancos relativamente litificados de arenisca fina a muy fina, de 40 a 60 cm de espesor, bioturbados (Fig. 2.6A). Algunos bancos de arenisca tienen laminación entrecruzada ondulítica y ocasionalmente clastos aislados, tamaño grava, de volcánita ácida y esquistos (Fig. 2.6B y C). A la escala de los afloramientos los bancos aparecen tabulares pero niveles equivalentes en la isla Snow Hill constituyen grandes cuerpos lenticulares, interpretados como canales, predominantemente de arenisca muy fina o limosa, con intercalaciones centimétricas de fangolita (Olivero *et al.*, 2008).

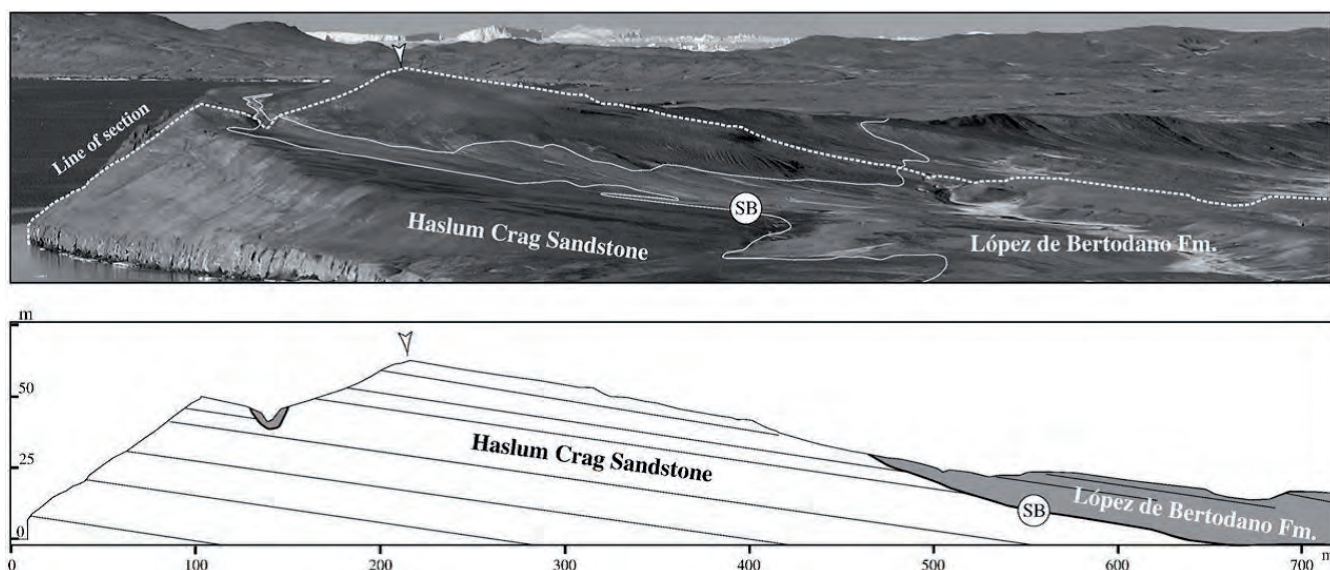
El contenido fósil es relativamente escaso hacia el estrecho Picnic y más abundante hacia la bahía Fósil (Olivero *et al.*, 2008). Se han registrado serpúlidos, *Rotularia* (A.) *fallax* (Wilckens) (Fig. 2.6D); corales solitarios; cirripedios; gastrópodos, *Perissoptera* sp.; bivalvos, *Eselaevitrigonia* sp., *Oistotrigonia* sp., *Nordenskjoldia* sp., *Pinna* sp.; y amonites, *Diplomoceras lambi* Spath, *Maorites densicostatus* (Kilian y Reboul), *M. tuberculatus* (Howarth), *Pseudophyllites* sp., *Neophylloceras* sp., *Grossouvrites gemmatus* (Huppe) y *Kitchinites* sp. (Macellari, 1988; Pirrie *et al.*, 1997; Olivero, 1998; Olivero y Medina, 2000; Crame *et al.*, 2004; Olivero *et al.*, 2007). Los bivalvos *Nordenskjoldia* y *Pinna* son relativamente abundantes y se hallan en posición de vida con sus valvas articuladas.

Las trazas fósiles dominantes son *Patagonichnus stratiformis* Olivero y López, *Paradictyodora* isp., *Nereites missouriensis* (Weller) (Fig. 2.6B) y *Schaubcylindrichnus* isp. (Fig. 2.6C).

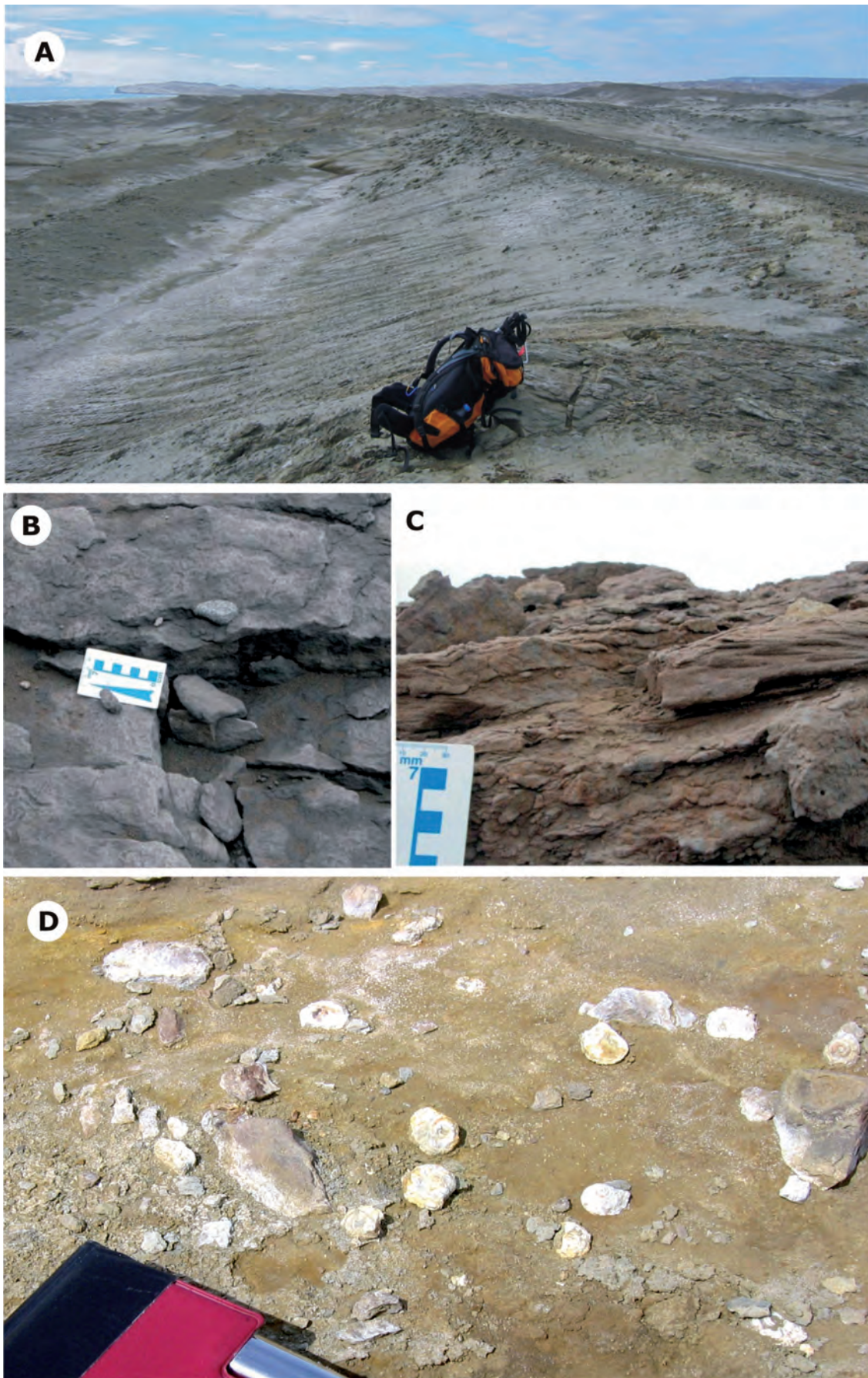
En esta unidad estaría presentes también las biozonas de palinomorfos: "Zona 1" de Askin, (1988); biozona de foraminíferos planctónicos: "A-Gaudryina healyi" de Huber, (1988); y biozona: *Rotularia fallax* de Macellari, (1988). Milanese (2018) identifica el magnetocron C31r en depósitos equivalentes en la isla Snow Hill. Ver modelo de edad de las Figs. 2.48 y 2.49.

#### 2.2.2.2. Unidad cartográfica 3. Lutitas arcillosas masivas gris verdosas con concreciones dispersas

En el área cartografiada aflora adosada a la unidad 2, extendiéndose a lo largo de la costa unos 4 km al N de la bahía Fósil. Alcanza



**Figura 2.5.-** Panorámica de la discordancia entre la Fm López de Bertodano y la Arenisca Haslum Crag, observada desde la isla Cerro Nevado (Olivero *et al.*, 2008). Se muestra la fuerte incisión erosiva conformando un estrecho paleovalle que deja en cota topográfica más alta a parte de la Fm Haslum Crag (unidad 1).



**Figura 2.6.-** Unidad cartográfica 2. **A.-** Aspecto general en el terreno, mostrando un suave paisaje en cuesta, con predominio de fangolitas grises e intercalaciones de areniscas finas litificadas. **B.-** Arenisca muy fina con clastos aislados de volcánita ácida y densa bioturbación de *Nereites missouriensis*. **C.-** Arenisca muy fina con laminación entrecruzada ondúlfica y tubos dispersos de *Schaubcylindrichnus* isp. **D.-** Contenido abundante de *Roturalia* especialmente en las facies de fangolitas grises.

cerca de 110 m de espesor. Equivale a la unidad *Klb3* de Macellari (1988).

Está constituida predominantemente de fangolita arcillosa friable, de color gris verdoso con niveles portadores de abundantes concreciones. Dado su carácter friable conforma terrenos bajos. Ciertos sectores, como en las cercanías del pequeño cerro de cota 34,4 m, se caracterizan por tener bancos de arenisca muy fina relativamente litificados que tienen geometría lenticular de escala decamétrica, bases erosivas con concentrados de fósiles y concreciones retrabajadas. Estos bancos alternan con fangolita friable y conforman paquetes de hasta 30 m de espesor. La disposición estructural de estos bancos es anómala con respecto al rumbo regional y se interpretan como rellenos de canal con estratificación entrecruzada tipo *epsilon* (Fig. 2.7). Los acantilados de la costa cercanos a la desembocadura del arroyo Lamas muestran mejores detalles de la estructura interna de las fangolitas arcillosas y en ocasiones se aprecian niveles con intraclastos redondea-

dos de arcilla, delicada estructura lenticular y *flaser* (Fig. 2.8A); y ondulitas con cortinas de fango (Fig. 2.8B).

El serpúlido *Rotularia (A.) fallax* (biozona de Macellari, 1988) y las espinas de equinoideos son muy abundante en ciertos niveles de fangolitas. La base de canales tienen concentrados de amonites, mayormente *Maorites tuberculatus* (biozona de Olivero y Medina, 2000) y raros *Diplomoceras* sp. Suelen ser muy abundantes gasterópodos afines al género *Perissoptera* y bivalvos con valvas desarticuladas de *Pycnodonte* sp. Ocasionalmente se han hallado valvas completas de *Panopea* sp., *Thracia* sp. y *Eselaevitrigonia*. En las fangolitas las trazas fósiles dominantes son *Phycosiphon incertum* Fischer-Ooster y *Nereites missouriensis* (Weller) y en las areniscas *Neonereites biserialis* Seilacher (Olivero y López Cabrera, 2016).

En ésta unidad estaría presentes también las biozonas de palinomorfos: "Zona 1" de Askin, (1988) y biozona de foraminíferos

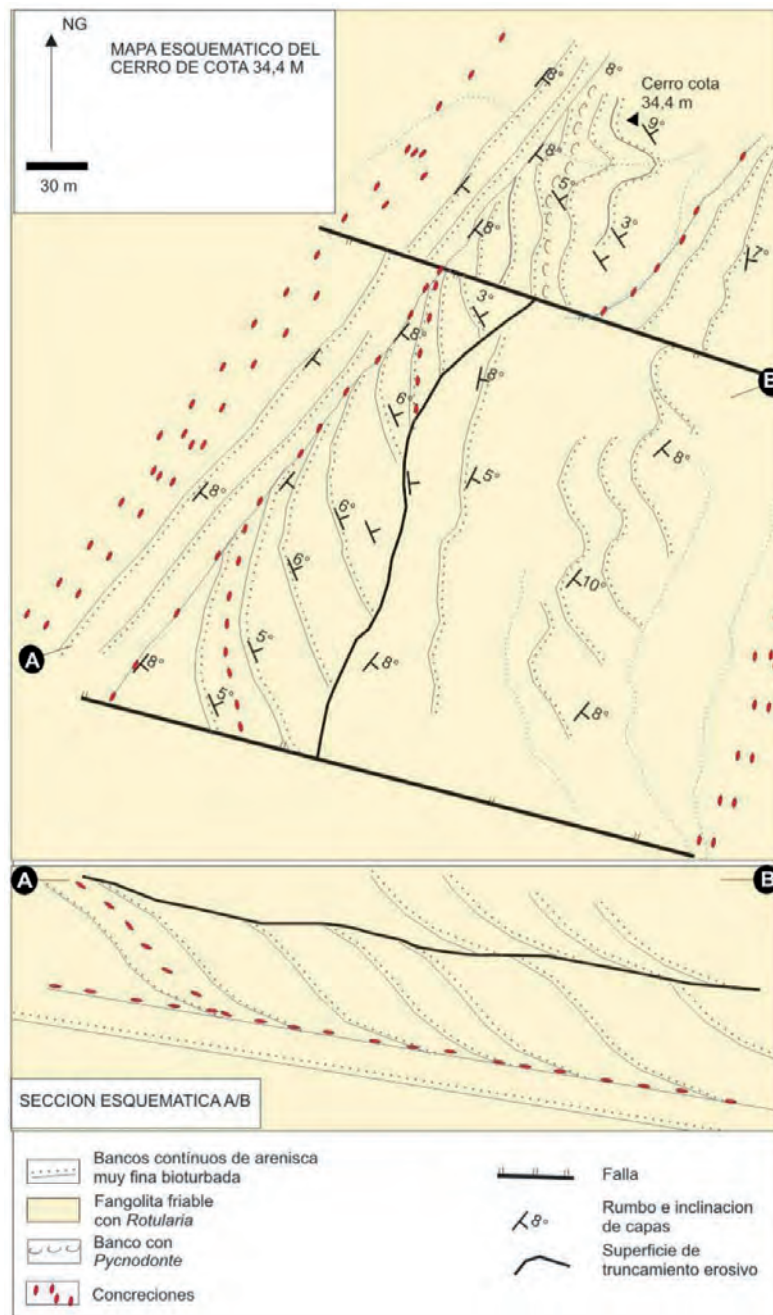
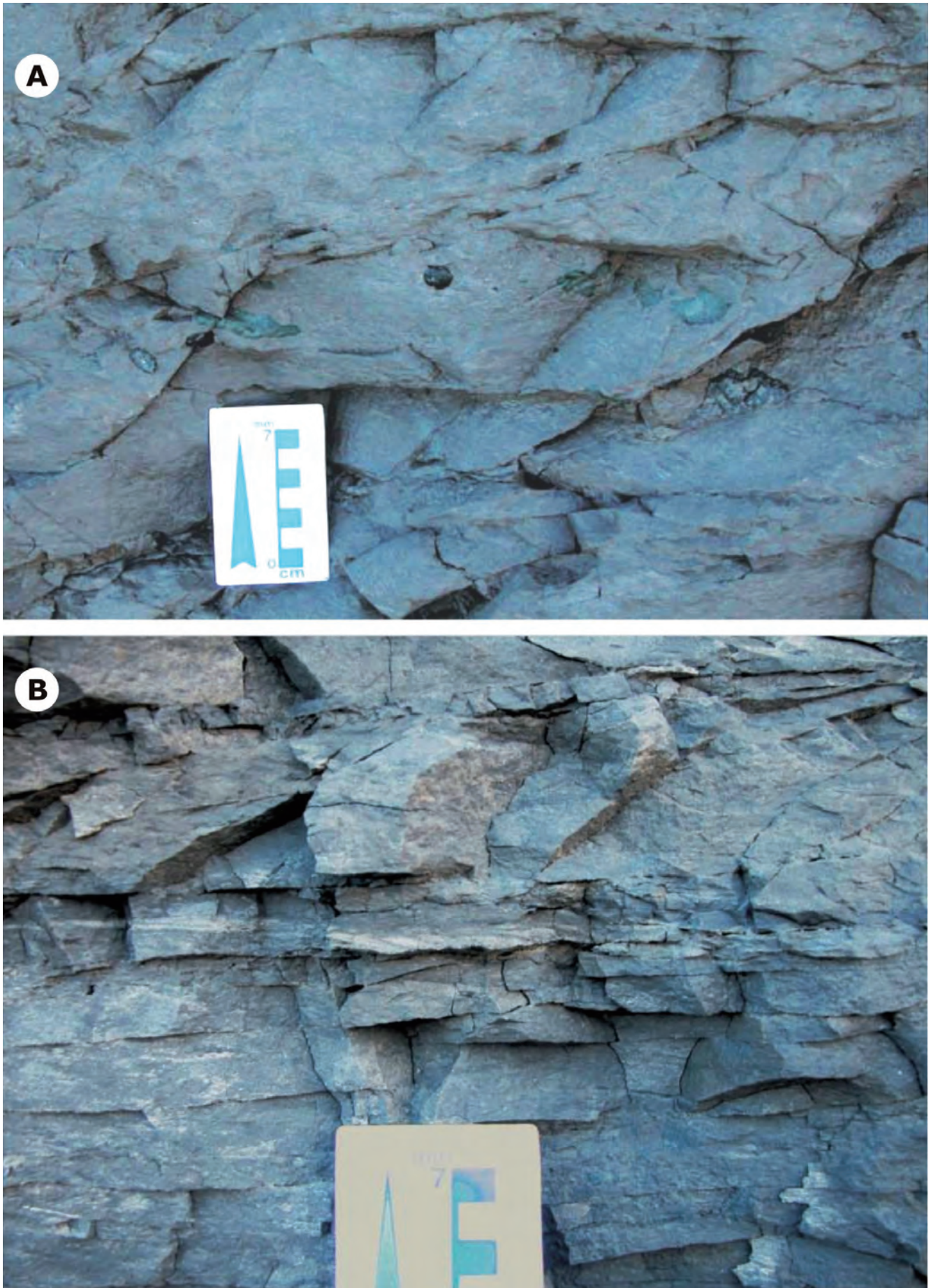


Figura 2.7.- Unidad cartográfica 3. Esquema en planta y perfil de cuerpos canalizados con estratificación entrecruzada *epsilon*.



**Figura 2.8.-** Unidad cartográfica 3. **A.-** Intraclastos de arcillita redondeados y alineados en un nivel. Fangolita limosa densamente bioturbada. **B.-** Laminación entrecruzada ondulítica con cortinas de fango y lentes de arenisca muy fina en fangolitas.

plantónicos: “*A-Gaudryina healyi*” de Huber, (1988). Milanese (2018) identifica el magnetocron **C31r** en depósitos equivalentes en la isla Snow Hill. Ver modelo de edad de la Figs. 2.48 y 2.49.

2.2.2.3. Unidad cartográfica **4**. Margas masivas grises con *Rotularia* y niveles de areniscas laminadas en paleocanales. Unidad cartográfica **5**. Areniscas laminadas en paleocanales y margas grises

Ambas unidades se describen conjuntamente debido a su cambio lateral de facies que se ha cartografiado hacia el sur de la isla (estrecho Picnic), donde ambas unidades se encuentran intercaladas. En los afloramientos más al norte, la unidad más margosa (4), usualmente se dispone por debajo de la unidad más arenosa (5).

En este ámbito de afloramiento, las equivalencias con las unidades de Macellari (1988) se mantienen: unidad 4 con *Klb4* y unidad 5 con *Klb5*. Sin embargo esa relación ya no es tan clara cuando ambas unidades se interdigitan. Así algunos de los tramos inferiores denotados por Macellari (1988) como *Klbm*, equivaldrían a la unidad 4. El espesor conjunto en la transversal de la sección ronda los 250 m.

En el área cartografiada, la **unidad 4** se expone adosada a la unidad 3 desde el sector del cabo Lamas hasta unos 3 km al sur de la punta Bodman. En general, se distingue netamente en el relieve por su mayor resistencia a la erosión, conformando crestas elevadas respecto al relieve plano de la unidad precedente.

En los afloramientos próximos a cabo Bodman, está compuesta de aproximadamente 100 m de areniscas muy finas limosas litificadas, de color gris, que alternan con limolitas arenosas y fangolitas grises (Fig. 2.9). En las cercanías del estrecho Picnic su espesor es variable, encontrándose esta litofacies intercalada entre los de la unidad 5. Aquí, se compone predominantemente de limolitas y fangolitas friables de colores ocre y gris, con abundantes concreciones bioturbadas y escasos bancos de arenisca litificada.

Las fangolitas y limolitas tienen varios niveles con abundantes concreciones rojizas y grises, elipsoidales, de 10-20 cm de diámetro, mientras que las areniscas portan grandes concreciones esferoidales de hasta 1 m de diámetro. Dentro de esta litofacies margosa es posible observar cuerpos lenticulares con base erosiva de menos entidad que los característicos de la unidad 5.

En toda la unidad, son muy abundantes *Rotularia (A.) tenuilaevis* (biozona de Macellari, 1988) y espinas de equinoideos, y determinados niveles también contienen abundantes corales solitarios. Menos frecuentes son los amonites *Maorites tuberculatus* (biozona de Olivero y Medina, 2000) y *Neophylloceras* sp., bivalvos, gastrópodos y vértebras de reptiles marinos. Determinados niveles, particularmente en su parte basal., tienen abundantes foraminíferos aglutinados visibles a simple vista.

Las concreciones esferoidales de las areniscas se caracterizan por una densa bioturbación de *Phycosiphon incertum* (Fig. 2.10); las limolitas arenosas del relleno de canales tienen una densa bioturbación de *Neonereites biserialis*, asociado en parte a *Schaubcylindrichnus* isp. y *Patagonichnus thalassiformis*.

En el área cartografiada la **unidad 5** se extiende como una faja continua desde el estrecho Picnic hasta la punta Bodman (Fig. 2.9), normalmente en posiciones estratigráficas suprayacentes y en cambio lateral de facies, con respecto a la unidad 4. En el área de punta Bodman, esta unidad da un paisaje típico de “cuestas”, que contrasta bien con la unidad suprayacente (6), de relieve más bajo (Fig. 2.11).

Lateralmente presenta variaciones de espesor y litología que alcanzan cerca de 100 m de espesor. En el área de punta Bodman, se compone de espesos paquetes, 15-20 m, friables de fangolita con concreciones bioturbadas e intercalaciones regulares de bancos decimétricos, litificados de arenisca muy fina y alcanza un espesor cercano a los 160 m. Las sedimentitas tienen un aparente aspecto masivo, pero en ocasiones se observan heterolitas de fangolita y arenisca que alternan rítmicamente, con estructuras *flaser* y laminación entrecruzada ondulítica (Macellari, 1988). Como curiosidad, es reseñable en esta zona del cabo Bodman próxima a los diques volcánicos, a techo de la unidad y al pie de los acantilados de la bahía López de Bertodano, la presencia de un paraje singular repleto de restos momificados de focas muertas (Fig. 2.12).

En la zona del estrecho Picnic, esta sucesión se compone de forma característica de grandes cuerpos lenticulares con base erosiva que alcanzan cientos de metros de largo y espesores de hasta 50 m y presentan paquetes con disposición estructural anómala, respecto a la estructura regional (Fig. 2.13) y con variaciones litológicas a lo largo del rumbo, siendo predominantemente más arenosos



**Figura 2.9.-** Panorámica del aspecto de las unidades 4 y 5 en las proximidades de cabo Bodman. La unidad 4 se muestra con predominio de limolitas arenosas y fangolitas grises, con niveles areniscas finas litificadas (líneas de capa blanca). La unidad 5 se presenta con mayor abundancia de areniscas de espesor decimétrico.



Figura 2.10.- Unidad cartográfica 4. Bioturbación densa de *Phycosiphon incertum* en limolitas arenosas.

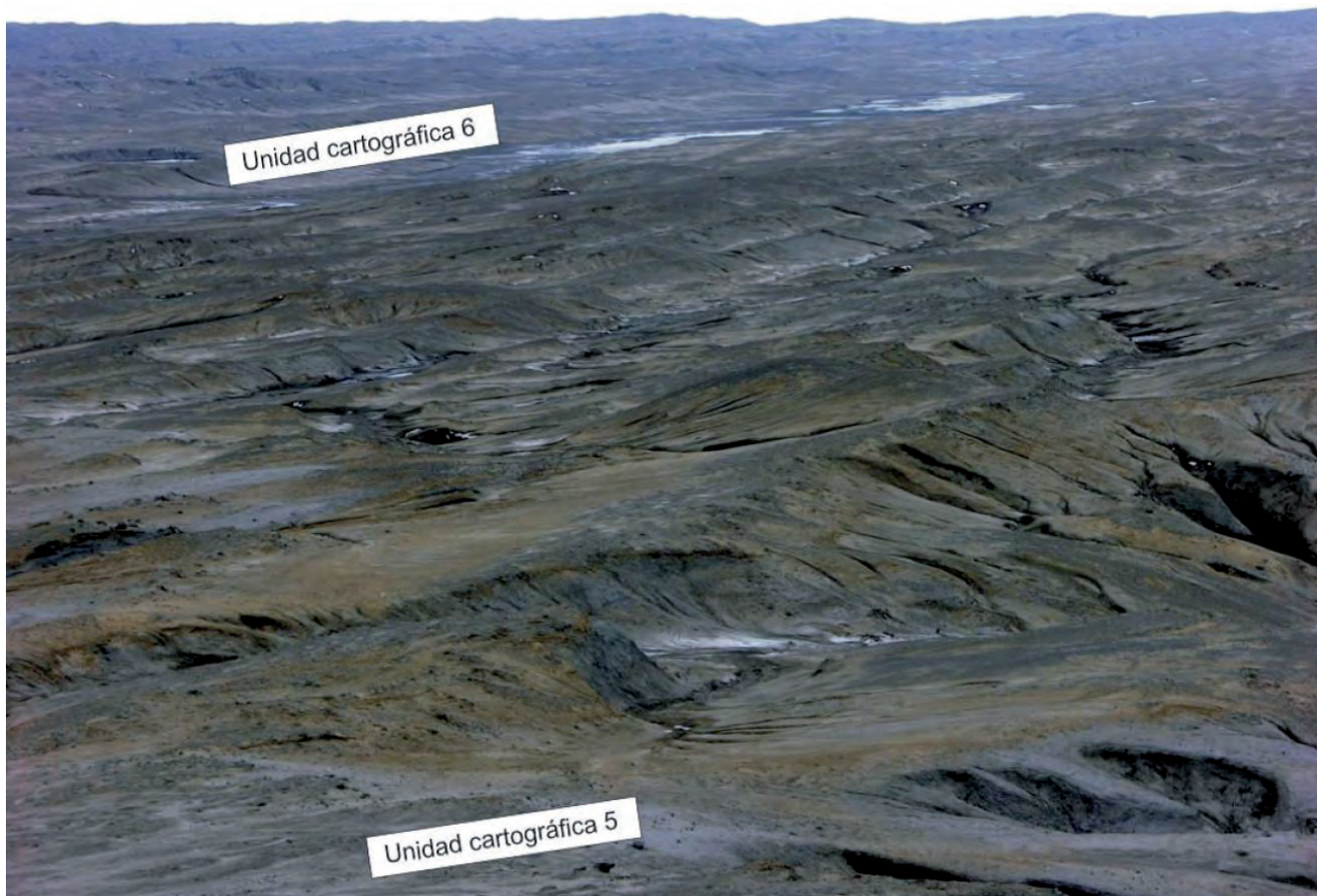


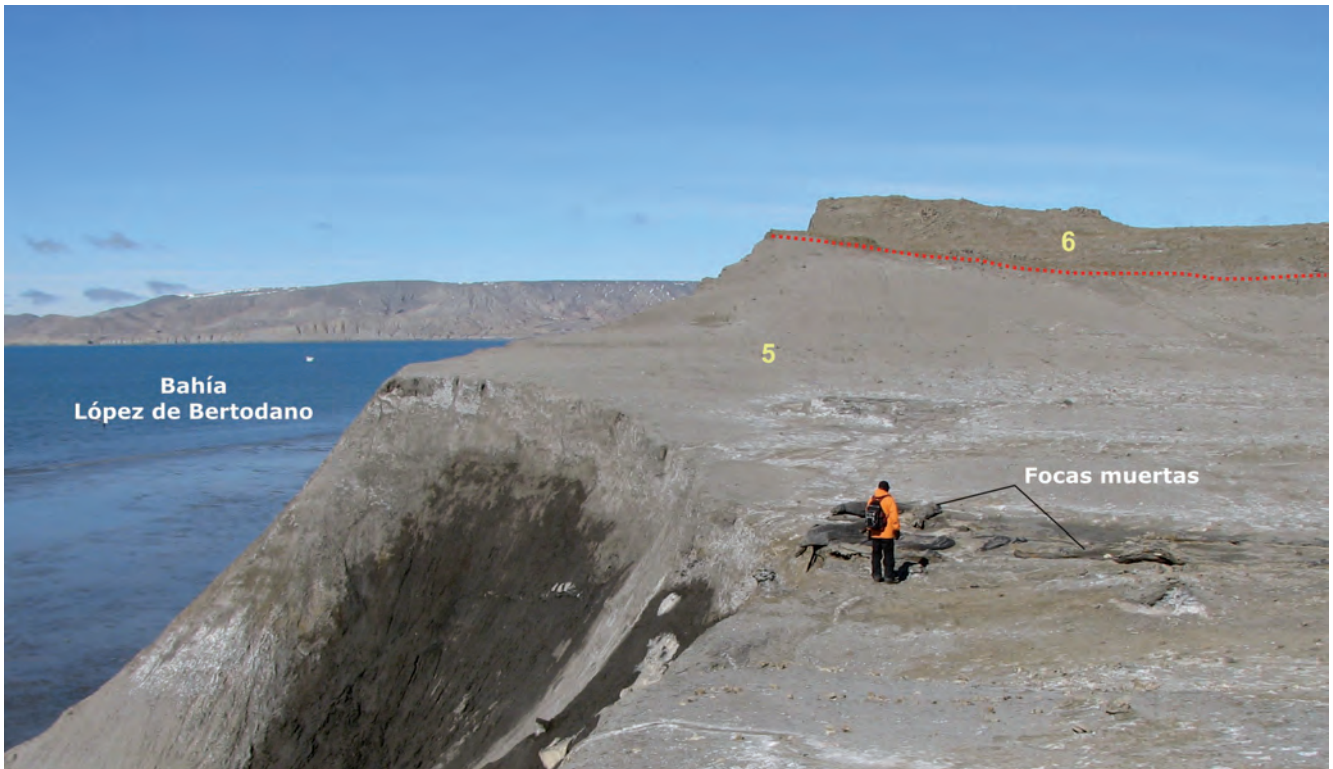
Figura 2.11.- Unidades cartográficas 5 y 6. Aspecto de los afloramientos al S de cabo Bodman. En la unidad 5, la alternancia de espesos paquetes friables de fangolita y delgados bancos litificados de arenisca, resultan en un típico paisaje de cuevas. En la unidad 6, el dominio de fangolitas friables resulta en un relieve bajo como el que caracteriza aquí el valle de la Quebrada Larga.

hacia la costa cercana al cabo Lamas y más fangoso hacia el norte (Macellari, 1988).

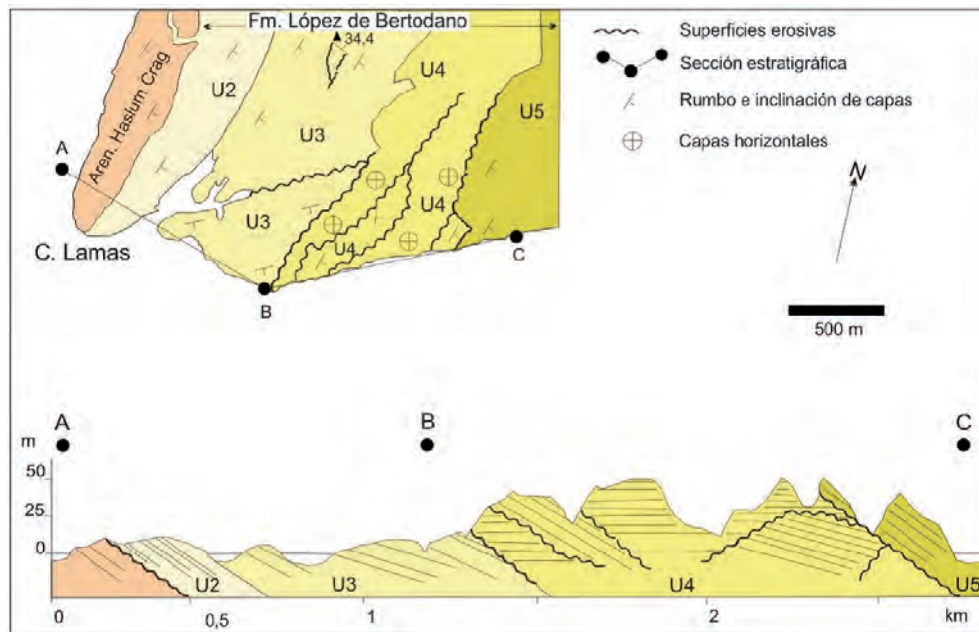
Las características del relleno de estos cuerpos lenticulares se observa mejor en los acantilados de la costa, donde se trata de una alternancia de capas centimétricas de heterolitas con laminación entrecruzada ondulítica, cortinas de fango y estructura *flaser*

(Figs. 2.14 y 2.15); fuera de los acantilados, las sedimentitas aparentan ser masivas. Estos cuerpos lenticulares han sido interpretados como grandes canales mareales (Olivero, 1998; Olivero et al., 2008).

Los fósiles característicos son similares a los encontrados en la unidad 4. Las trazas fósiles son muy abundantes en ciertos horizontes



**Figura 2.12.-** Contacto entre las unidades 5 y 6, al pie de los acantilados de la bahía López de Bertodano. Se aprecia un ligero cambio de color en las facies. En este lugar se encuentra el paraje de acumulación de restos momificados de focas (quebrada de las Focas Muertas).



**Figura 2.13.-** Unidad cartográfica 4. Esquema en planta y perfil de la estructura de las unidades cartográficas 2 a 5. Note las superficies erosivas de gran escala que limitan paquetes con distinto buzamiento estructural en la unidad 4. La unidad 4, en la figura, también incluye parte de la unidad 5 representada en el Mapa Geológico.

y se componen predominantemente de *Paradictyodora* isp., en ocasiones asociada a *Phycosiphon incertum* y tubos de *Schaubcylin-drichnus* isp.

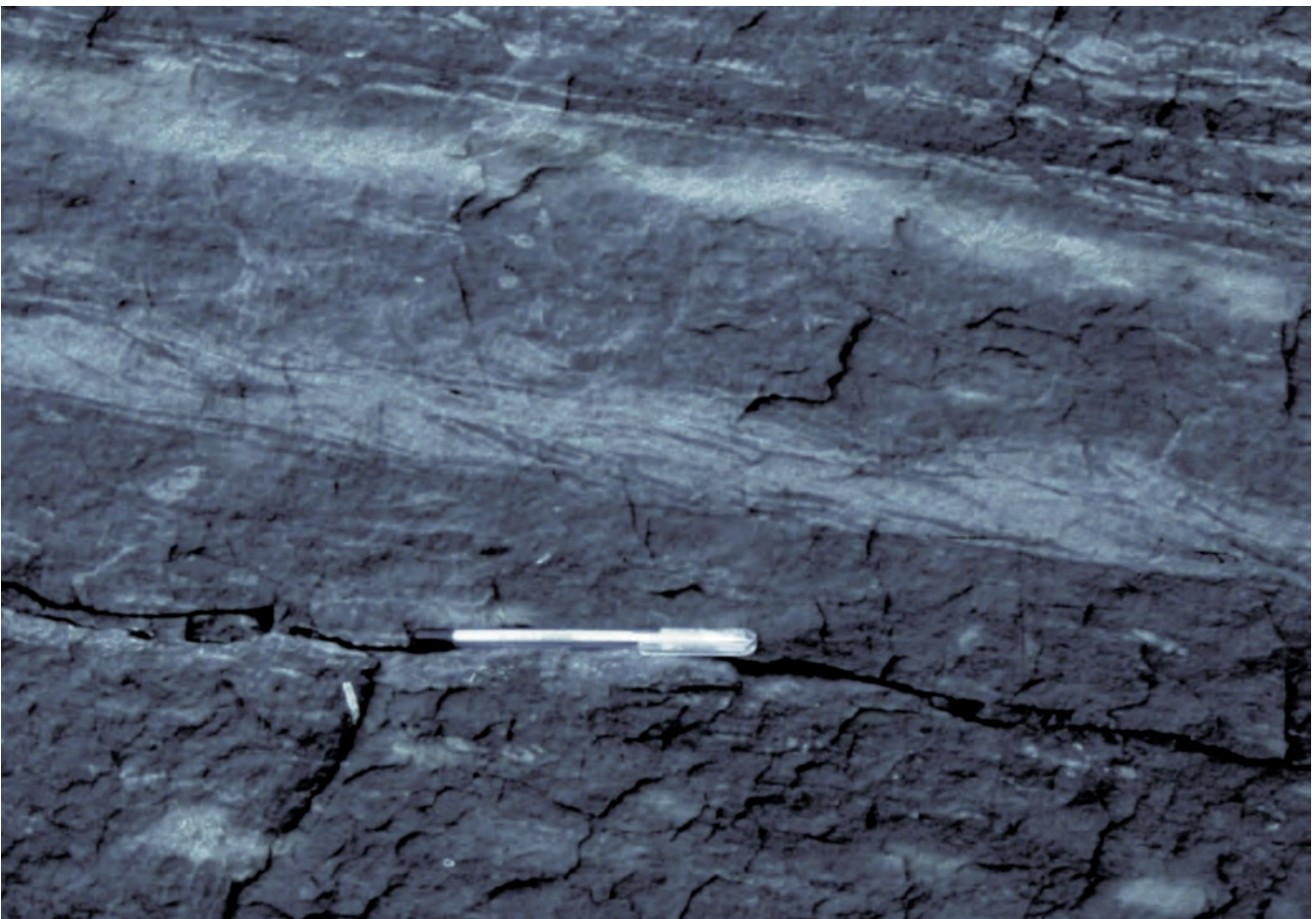
En el conjunto de ambas unidades estarían presentes las biozonas de palinomorfos: "Zona 2" de Askin (1988); biozona de foraminíferos planctónicos: "A-*Gaudryina healyi*" y "B-*Hedbergella monmouthensis*" de Huber (1988); biozona de dinoflagelados: *Manumiella seymouriensis*, subzona *Batiacasphaera? reticulata*, de Bowman et al., (2012). Así mismo, Milanese

(2018) en la parte baja; y Tobin et al. (2012), en la parte alta del conjunto de las dos unidades, identifican la magnetozona **C31r** (Maastrichtiense). Ver modelo de edad de las Figs. 2.48 y 2.49.

Además, Bowman et al. (2014a), citan hacia la base de la unidad 5, un evento (A) de proliferación de cistos del taxón *Impletosphaeridium clavus* indicador de episodios de enfriamiento de las aguas compatible con el establecimiento ocasional de mar congelado en Antártida.



**Figura 2.14.-** Unidad cartográfica 4. Características del relleno sedimentario de grandes canales separados por superficies erosivas mayores sobre el acantilado del estrecho Picnic. Abajo y a la izquierda, areniscas muy finas totalmente bioturbadas; arriba y a la derecha, heterolitas de areniscas limosas y fangolitas. Un detalle de estas últimas se ilustra en la Fig. 2.15.



**Figura 2.15.-** Unidad cartográfica 4. Heterolitas de relleno de canales, las capas más claras son areniscas limosas con laminación ondulítica y cortinas de fango.

2.2.2.4. Unidad cartográfica **6**. Lutitas arenosas oscuras masivas con *Rotularia* y niveles de concreciones rojizas y areniscas. **6m**. - Margas masivas grises con intercalaciones de areniscas. **g**.- Nivel verdoso con glauconita

Aflora adosada en concordancia con la unidad anterior en una franja continua entre cabo Bodman y el estrecho Picnic. Tiene un espesor máximo de unos 250 m y equivale a la unidad *Klb6* de Macellari (1988). Su litología más fina hace que en el paisaje dé un relieve más bajo (Fig. 2.11), distinguiéndose relativamente bien de la precedente (unidad 5).

Está constituida principalmente de lutitas friables, oscuras, masivas, con abundantes ejemplares de *Rotularia* y con escasos niveles delgados de arenisca muy fina. Hacia la base de la sucesión se destaca un nivel de espesor variable, entre 40-70 cm, de arenisca muy fina de color verde extremadamente rica en glauconita (**g**) y que ha podido cartografiarse en la zona norte de la unidad en las cercanías de cabo Bodman (Fig. 2.16). Hacia la parte intermedia, aparecen unos niveles de concreciones rojizas redondeadas muy abundantes, incluidas en la serie y desperdigadas en el terreno, de 10 y 30 cm de diámetro y que se encuentran a veces bioturbadas. Hacia la parte superior, la unidad se hace más arenosa capas frecuentes de areniscas finas y medias más bien masivas y bioturbadas.

Hacia la zona del estrecho Picnic, en la base de la unidad 6, se ha diferenciado la **unidad 6m**, conformada por margas masivas grises con escasos niveles de areniscas y que generan un relieve bajo. Este tramo margoso va perdiendo potencia hacia el norte por cambio lateral de facies con el término general de la unidad. La unidad 6m equivaldría al tramo más superior de los distinguidos por Macellari (1988), como *Kl6m*.

Los fósiles más abundantes son *Rotularia shackletoni*, *R. tenuilaevis* (Macellari, 1988) y púas de equinoideos. Con menor abundancia relativa también hay amonites: *Maorites tuberculatus*, (biozona de Olivero y Medina, 2000), *Grossouvrites gemmatus*, *Diplomoceras maximum*, *Kitchinites* sp.; nautiloideos, gastrópodos, bivalvos, y vértebras de reptiles marinos que en ocasiones aparecen con cantos rodados exóticos de cuarcita y liditas interpretados como gastrolitos (O’Gorman *et al.*, 2014; Fig. 2.17). Las trazas fósiles más comunes son *Paradictyodora antarctica* y *Thalassinoides suevicus*.

En la unidad 6m y hacia la base de la unidad 6, tanto en la zona de cabo Bodman como en los afloramientos de la zona sur próximos al estrecho Picnic, presenta un horizonte distintivo con abundantes rostros del belemnite *Dimitobelus seymourensis* Doyle (Fig. 2.18), que constituyen los últimos horizontes con belemnites conocidos en la cuenca (Doyle y Zinsmeister, 1988; Elorza *et al.*, 2001). En el mismo horizonte, asociado a los belemnites hay abundantes fragmentos de columnas de crinoideos isocrínidos referibles a *Pentacrinus* sp. Las trazas fósiles son semejantes a los de la unidad anterior. Sobre los ejemplares de los belemnites, Crame *et al.*, (2004), aportan una relación isotópica de Sr de 0,707787.

En la unidad estarían presentes también las biozonas de palinomorfos: “**Zona 2**” de Askin, (1988); biozona de foraminíferos planctónicos: “**B-Hedbergella monmouthensis**” de Huber, (1988); biozona de dinoflagelados: *Manumiella seymourensis*, subzona *Opercolodinium baculatum*, de Bowman *et al.* (2012). En esta unidad, Tobin *et al.* (2012), identifican la magnetozona **C31r** (Maastrichtiense). Ver modelo de edad de la Fig. 2.48.

Hacia la parte intermedia de la unidad, Bowman *et al.* (2014a), citan otro evento (B) de proliferación de cistos del taxón *Impletosphaeridium clavus* indicador de episodios de enfriamiento de las aguas.

Su edad sería Maastrichtiense inferior-superior (70,6-70 Ma, Fig. 2.48).

### 2.2.3. Alomiembro López de Bertodano B (MOM, Moluscos). Maastrichtiense

Aflora en una franja intermedia de la zona sur de la isla, entre la bahía López de Bertodano y el Mar de Weddell, aunque las unidades superiores del alomiembro están erosionadas bajo la discordancia de los sedimentos eocenos de La Meseta. Se caracteriza por la irrupción brusca en la serie de fauna muy abundante y en buen estado de preservación de diferentes familias de moluscos.

Su espesor es del entorno de 600 m y se dispone en concordancia aparente sobre el alomiembro anterior, si bien la cartografía muestra algunas truncaciones de las líneas de capa que podrían apuntar a una cierta superficie erosiva aunque con dificultades para su observación. Corresponde a las *Unidades de Moluscos* de Macellari (1988), y está constituida por las unidades 7 a 9 del mapa geológico (Fig. 2.19).

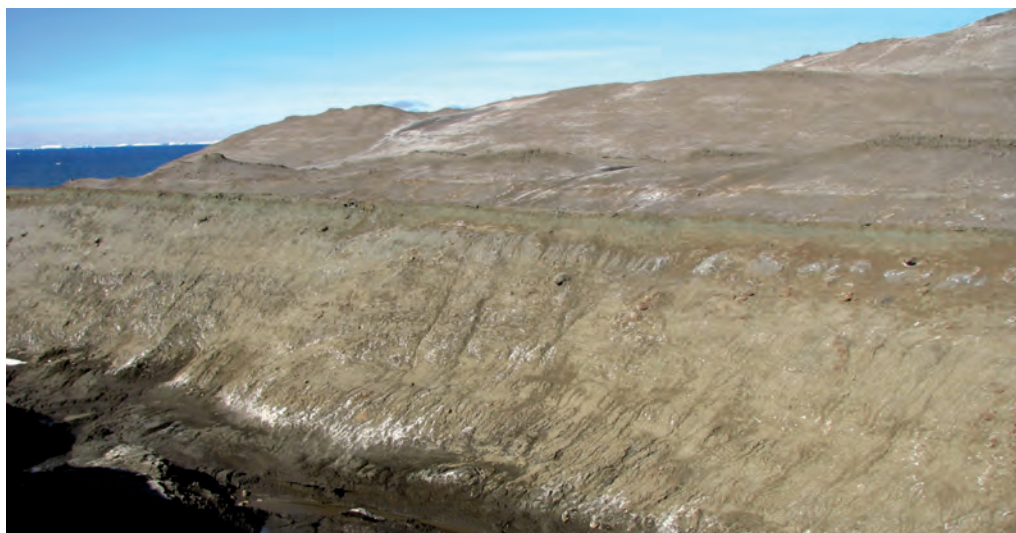


Figura 2.16.- Nivel de areniscas ricas en glauconita de la unidad 6 (6g), en las proximidades del cabo Bodman y la Bahía López de Bertodano.



**Figura 2.17.-** Restos de vertebras de plesiosaurio en la unidad 6 cerca del nivel de glauconita, con gastrolitos de cantos rodados exóticos (cuarcitas, liditas, etc.).



**Figura 2.18.-** Belemnite dimitobelido con la mayor parte de la conchilla preservada (rostro, guarda y parte del fragmocono) del horizonte distintivo con belemnites de la unidad 6.

La edad deducida según los datos cronoestratigráficos disponibles, sería Maastrichtiense superior-Daniense basal (70,0-66,0 Ma; 2.19 y 2.48).

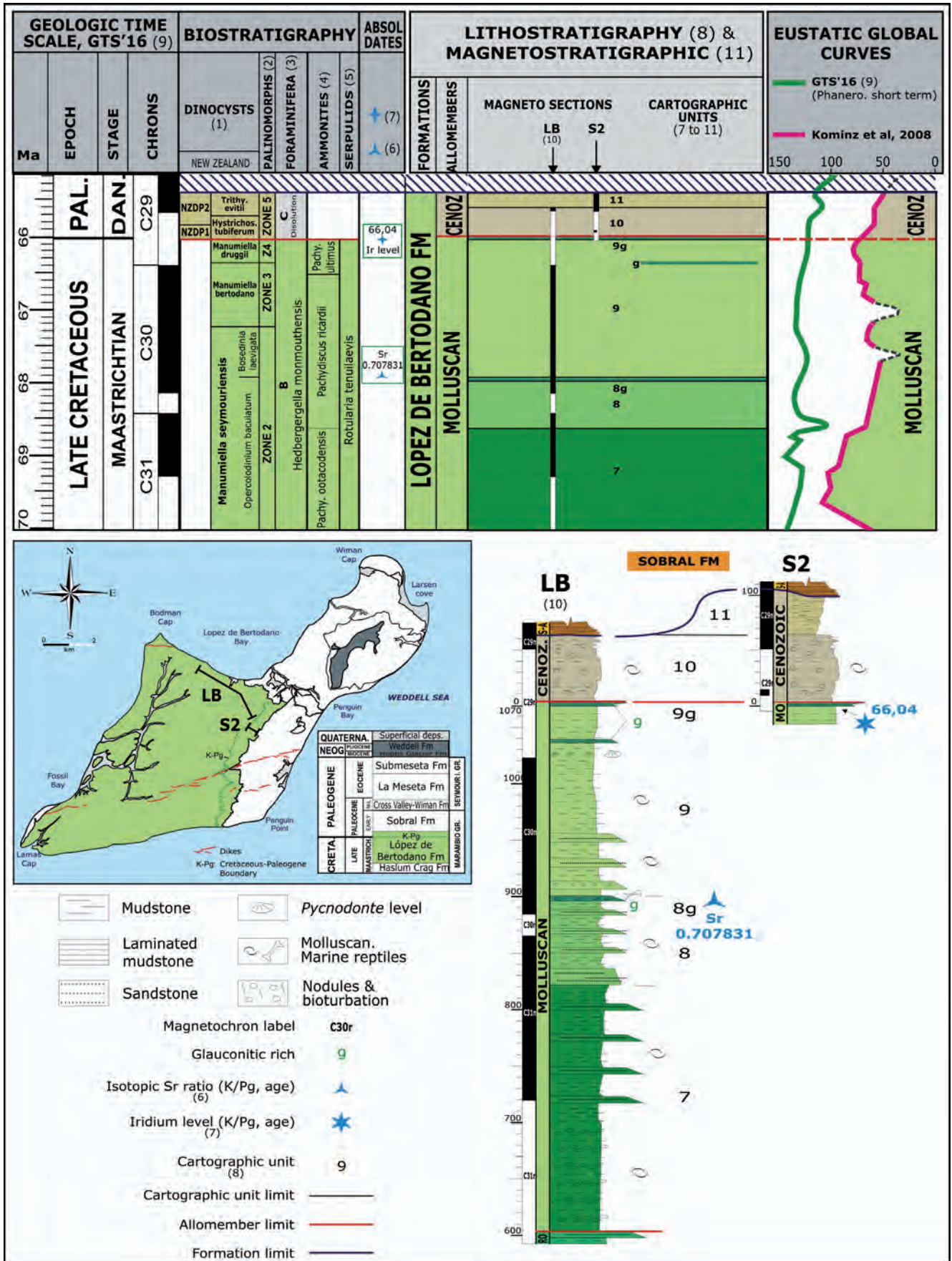
#### 2.2.3.1. Unidad cartográfica 7. Lutitas arenosas oscuras bioturbadas y niveles de areniscas con abundante fauna de moluscos (amonites, gasterópodos, bivalvos)

Se expone en una faja continua adosada a la unidad anterior con un espesor medio en torno a 250 m. Equivale a la unidad *Klb7* de Macellari (1988).

Se compone de una espesa sucesión relativamente homogénea de lutitas grises oscuras y niveles esporádicos de arenisca muy

fina con laminación *flaser* frecuente. Hacia la base se observan concreciones bioturbadas irregulares de tamaño decimétrico (Fig. 2.20), que hacia arriba van siendo menos abundantes y de tamaño menor. Hacia la parte superior se observa una cierta tendencia a una mayor frecuencia de los tramos de areniscas.

La característica distintiva de la unidad 7 es la abundancia explosiva de moluscos que incluyen nautiloideos, amonites, gasterópodos, bivalvos, decápodos crustáceos, espinas de equinoideos y serpulidos de la biozona *Rotularia tenuilaevis* (Macellari, 1988). En esta unidad se hallan los primeros registros de *Pachydiscus ootacodensis* (biozona de Olivero y Medina, 2000) y abundantes ejemplares del bivalvo *Pycnodonte* y del gasterópodo *Amberleyia spinigera* (Macellari, 1986). Los bivalvos están articulados generalmente y es frecuente encontrarlos en posición de la vida, indicando



**Figura 2.19.-** Esquema cronoestratigráfico de los almiembros Moluscos (LB-B) y Cenozoico (LB-C), de la Fm López de Bertodano, con el contenido bio-, quimio- y magnetoestratigráfico. Situación de las columnas y correlación de las secciones magnetoestratigráficas disponibles. La correlación magnetoestratigráfica con el patrón de la GTS'16, se encuentra de forma más detallada en la Fig. 2.48. Referencias: (1) Bowman *et al.* (2016); (2) Askin (1988); (3) Huber (1988); (4) Olivero and Medina (2000); (5) Macellari (1988); (6) Crame *et al.* (2004); (7) Elliot *et al.* (1994). (8) Montes *et al.* (2013); (9) Ogg *et al.* (2016); (10) Tobin *et al.* (2012); (11) Montes *et al.* (2019b); Curvas eustáticas: GTS'16 y Komitz *et al.* (2008).



**Figura 2.20.-** Niveles de concreciones decimétricas hacia la base de la unidad 7, en la zona norte de su afloramiento, cerca de la bahía López de Bertodano.

ninguno o muy poco transporte. Además de los moluscos, también se encuentra madera fósil, espinas de equinodermo, vértebras de tiburón, corales y huesos de reptiles marinos (plesiosaurios y mosasaurios) (Fig. 2.21).

Las trazas fósiles dominantes corresponden a *Tasselia ordamen-sis* (Heinzelin); *Paradictyodora antarctica*, láminas horizontales plegadas con *Euflabella multiplex*, y bulbos horizontales conectados con laminación concéntrica referibles tentativamente a *As-terosoma* isp.

En la unidad estarían presentes también las biozonas de palinomorfos: “**Zona 2**” de Askin (1988); biozona de foraminíferos plantónicos: “**B-Hedbergella monmouthensis**” de Huber (1988); biozona de dinoflagelados: *Manumiella seymouriensis*, subzona *Opercolodinium baculatum*, de Bowman *et al.* (2012). Tobin *et al.* (2012), identifican las magnetozonas **C31r** y **C31n**, cuyo límite está calibrado actualmente en 69,3 Ma. (Maastrichtiense). Ver modelo de edad de la Fig. 2.19.

Su edad sería Maastrichtiense superior (70,0-68,6 Ma; Figs. 2.19 y 2.48).

### 2.2.3.2. Unidad cartográfica **8**. Areniscas finas y lutitas arenosas con abundantes concreciones. **8g**.- Nivel verdoso con glauconita

Aflora concordante con la unidad anterior, tiene un espesor de unos 130 m y equivale a la unidad *Klb8* de Macellari (1988).

La base de la **unidad 8** consiste en un tramo de areniscas de unos 10-15 m de potencia relativamente bien cementado y con

fuerte bioturbación. Por encima de éste, se observan principalmente areniscas finas, en parte con abundante glauconita, y fangolitas arenosas grises poco litificadas con abundantes concreciones bioturbadas que son más abundantes hacia el techo de la unidad.

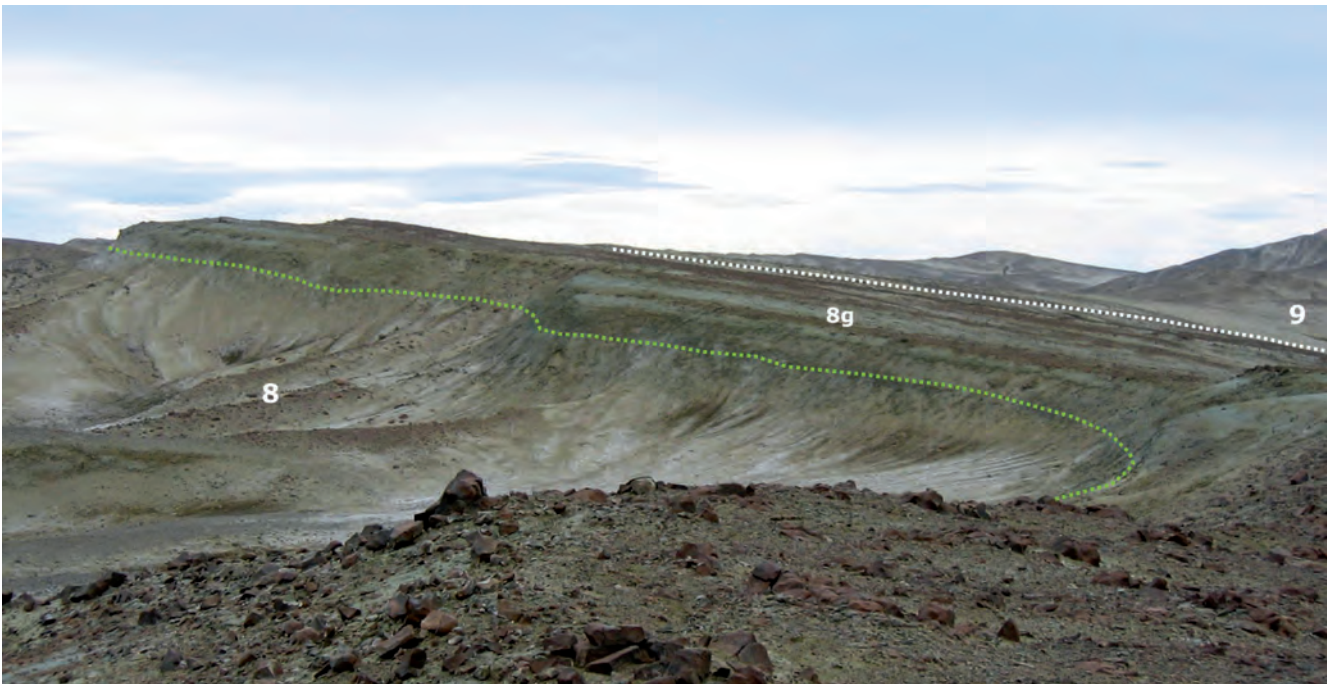
Al igual que la unidad anterior, porta moluscos fósiles bien preservados, aunque menos abundantes y más pequeños que en la unidad anterior, como serpulidos del género *Rotularia*, (biozona *Rotularia tenuilaevis*, Macellari, 1988), púas de equinoideos, crustáceos decápodos, huesos de reptiles marinos y madera fósil (Macellari, 1988). Entre los amonites se cuentan los primeros registros de *Pachydiscus riccardi* (Macellari, 1986) que constituye el taxón característico de la biozona homónima de Olivero y Medina (2000). Así mismo, la unidad muestra un pico de diversidad en foraminíferos (Huber, 1988).

Las trazas fósiles dominantes son *Teichichnus rectus*, *Paradictyodora* isp. y tubos aislados de *Schaubcylindrichnus* isp.

Hacia el techo de la unidad aparece un nivel de areniscas y lutitas ricas en glauconita (**8g**) que le confieren tonalidades verdosas, de entre 5 y 10 m de espesor y que se extiende a lo largo de todo su afloramiento (Fig. 2.22). El techo de dichos niveles constituye en algunos sectores un gran plano de estratificación (Fig. 2.24) donde se han encontrado numerosas vertebras que conforman esqueletos casi completos de plesiosaurios y mosasaurios (Gasparini y del Valle, 1980; Martin y Fernández, 2007; O’Keefe *et al.*, 2017) (Fig. 2.23). En las proximidades de este nivel, se cita una relación isotópica de Sr de 0,707831 (Crame *et al.*, 2004; McArthur *et al.*, 1998). Asimismo, cerca de este nivel, Bowman *et al.* (2014a), citan un nuevo evento (C) de proliferación de cistos



**Figura 2.21.-** Una muestra parcial de la fauna de moluscos contenida en la unidad 7 y en general en el AI. Moluscos de la Fm López de Bertodano. a.- Amonites. b.- Vertebras de tiburón. c.- Gasterópodos: *Amberleyia spinigera*.



**Figura 2.22.-** Contacto entre las unidades 8 y 9 en la zona media de su trazado cartográfico. A techo de la unidad 8 se encuentran niveles verdosos ricos en glauconita (8g). El techo de dichos niveles constituye un gran plano de estratificación donde se han encontrado numerosas vertebras que conforman esqueletos casi completos de plesiosaurios y mosasaurios (Fig. 2.23).

del taxón *I. clavus* indicador de episodios de enfriamiento de las aguas, compatible con el establecimiento ocasional de mar congelado en Antártida.

En la unidad estarían presentes también las biozonas de palinomorfos: "Zona 2" de Askin (1988); biozona de foraminíferos planctónicos: "*B-Hedbergella monmouthensis*" de Huber (1988) que presenta un pico de diversidad; biozona de dinoflagelados:

*Manumiella seymouriensis*, subzona *Opercolodinium baculatum*, de Bowman *et al.* (2012). Tobin *et al.* (2012), identifican las magnetozonas **C31n**, **C30r** y **C30n**, cuyos límites entre sí están calibrados actualmente en 68,45 Ma y 68,2 Ma respectivamente (Maastrichtiense). Ver modelo de edad de la Fig. 2.19.

Su edad sería Maastrichtiense superior (68,6-67,9 Ma; Figs. 2.19 y 2.48).



**Figura 2.23.-** Vértabras de reptil marino a techo del nivel culminante rico en glauconita (8g), de la unidad cartográfica 8.

2.2.3.3. Unidad cartográfica **9**.- Lutitas arenosas laminadas y niveles de areniscas masivas con fauna de moluscos. **9g**.- Niveles verdosos con glauconita

Aflora adosada a la unidad anterior, sobre el nivel de resalte de glauconita (8g). Alcanzan aproximadamente 180 m de espesor y equivale a la unidad *Klb9* de Macellari (1988).

Se compone principalmente de lutitas arenosas grises poco litificadas con niveles intercalados de arenisca fina litificada. Por sectores, hay una cierta ritmicidad dada por la alternancia de paquetes sedimentarios similares a típicas "parasecuencias" grano-crecientes de fangolita arenosa-limolita arenosa, entre 4 y 10 m de espesor, que están cubiertos en contacto erosivo por delgados bancos litificados de arenisca fina muy glauconítica (Fig. 2.24). Las concreciones llegan a ser abundantes hacia arriba, algunas de ellas de hasta 50 cm de diámetro.

La unidad culmina en un conspicuo horizonte de areniscas glauconíticas de color verdoso muy evidente (**9g**), situado en el entorno del límite Cretácico-Paleógeno, K-Pg (Fig. 2.26). En el mapa de isla Marambio este nivel glauconítico constituye un excelente nivel guía para identificar en el terreno dicho límite, pues su

carácter más competente, hace que produzca un relieve en cuesta, ofreciendo a veces superficies de estratificación apreciables, como la cartografiada al sur del Filo Negro y en el entorno del collado K-T (Figs. 2.28 y 2.29). Este importante límite estratigráfico, se ha cartografiado por más de 7 km desde la costa del Mar de Weddell al sur, hasta ser erosionada por la discordancia de los sedimentos eocenos de la Fm La Meseta. Normalmente, las relativamente abundantes secciones del K-Pg en el mundo, son de pequeña extensión lateral, por lo que el K-Pg de isla Marambio constituye el afloramiento más continuo de este tipo y a la vez, el más austral del planeta, lo que pone de manifiesto su excepcionalidad.

Un rasgo muy característico es la abundancia de *Rotularia* y púas de equinoideos por debajo del banco glauconítico y la desaparición de estos fósiles por encima del mismo. En realidad hay al menos dos niveles glauconíticos de unos 5 m de espesor en el entorno estratigráfico por debajo del límite con la unidad 10 (Elliot *et al.*, 1994; Zinsmeister, 1998). Estos niveles son discontinuos y en parte tienen una superficie erosiva basal. En la localidad donde se ha encontrado la anomalía de Iridio (Elliot *et al.*, 1994, Fig. 2.26), asimilada al límite K-Pg (66,04 Ma), el banco de arenisca limosa situado justo por encima del nivel glauconítico inferior, contiene abundantes fragmentos angulosos de fangolita y fragmentos

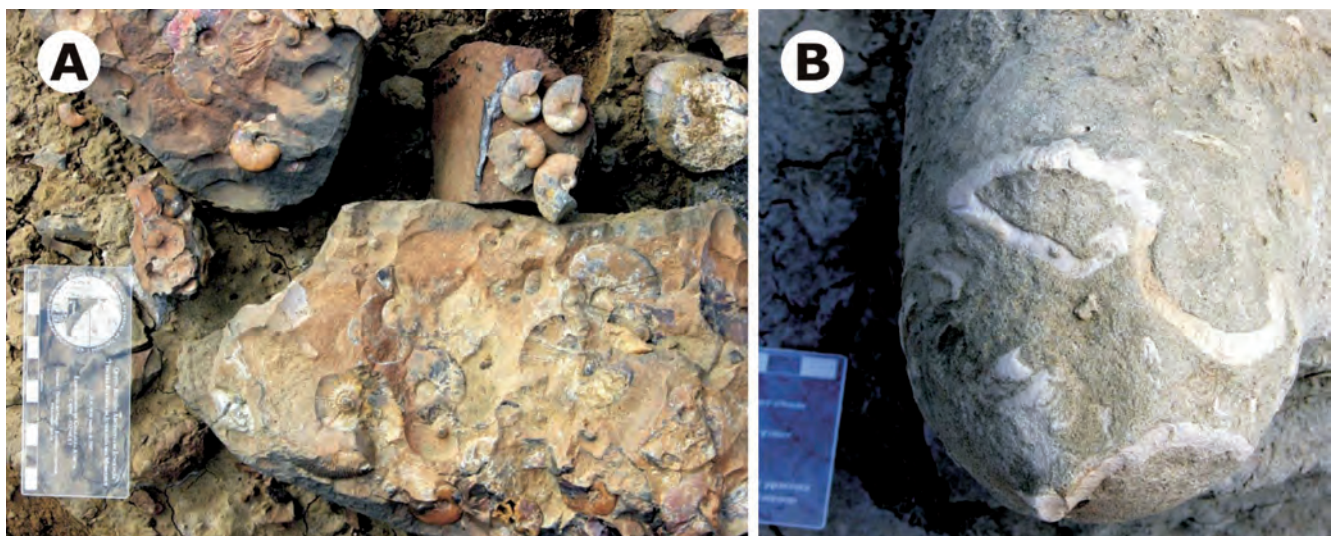
de valvas (Olivero *et al.*, 2017, Fig. 2.27). En el entorno de estos 5 m que incluye a los bancos glauconíticos mencionados hay un extendido nivel concrecionado con muy abundantes restos de peces (Zinsmeister, 1998). Hay que decir que la anomalía de Iridio se encontró justo en la base de los tramos glauconíticos, por lo que técnicamente el K-Pg, no coincidiría exactamente con el límite entre las unidades 9 y 10 al estar la unidad 9g dentro de la unidad 9.

También se ha cartografiado otro nivel de arenisca con glauconita (**9g**) a unos 30 m por debajo del límite K-Pg en los afloramientos de la unidad al sur de los diques del Filo Negro. Este nivel es discontinuo y se acuña lateralmente.

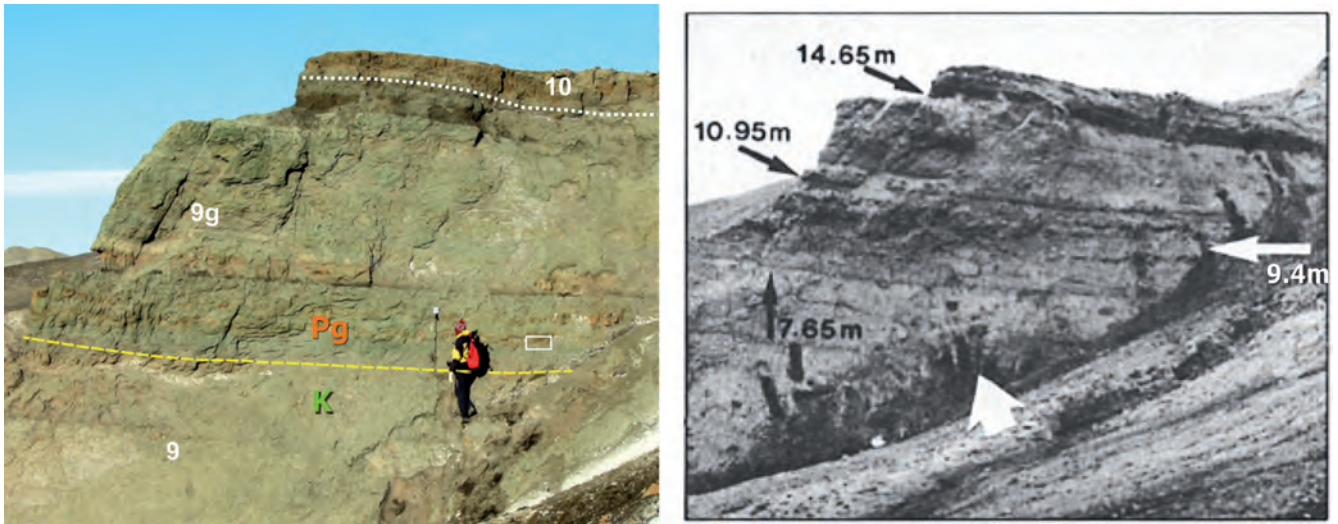
Al igual que en las unidades cartográficas 7 y 8, la abundancia de moluscos fósiles es notoria (Macellari, 1988). El amonite *Pachydiscus riccardi* se halla en la mitad inferior de la unidad y en la parte superior es reemplazado por *Pachydiscus ultimus* (Macellari, 1986). Otro rasgo notorio, particularmente en el tercio inferior de la unidad, es la concentración densa en delgados horizontes de especímenes de *Maorites* spp. (Fig. 2.25A). Hacia la parte superior de la unidad aparecen capas con abundancia del bivalvo *Pycnodonte* que se extienden 40-50 m entre ambas biozonas de *Pachydiscus* (Olivero y Medina, 2000; Macellari, 1986). Sobre estas capas y antes del tramo glauconítico (9g) asociado al límite K-Pg, se extienden unos 20 a 30 m de lutitas masivas grises con delgados niveles arenosos y pequeñas concreciones.



**Figura 2.24.-** Vista panorámica de la unidad 9, al sur del Cañadón Díaz. Nótese la alternancia regular de “parasecuencias” de fangolita arenosa friables y bancos litificados de arenisca. El plano de estratificación en primer término sobre la unidad 8g es el que presenta riqueza en huesos de reptiles marinos. La flecha indica la escala humana en las inmediaciones del nivel rico en acumulación de amonites citados en la Fig. 2.25. El nivel rico en bivalvos del género *Pycnodonte* se encuentra en la parte superior de la serie mostrada en la panorámica.



**Figura 2.25.- A.-** Acumulación densa de ejemplares de *Maorites* spp. cerca de la base de la unidad 9. **B.-** Ejemplar de *Paradiptyodora antarctica* en la unidad 9. Vista ligeramente oblicua a la estratificación. Nótese el amplio meandro con *spreite* interno, característico de la ichnoespecie.



**Figura 2.26.-** Afloramientos del K-Pg próximos al Filo Negro (H en la Fig. 2.32), con el contacto entre las unidades 9, 9g y 10. La línea amarilla es la posición del nivel con la anomalía de Iridio basada en la foto original (derecha, nivel 9.4) del trabajo de Elliot *et al.*, (1994). La glauconita de la unidad 9g, es más abundante sobre el nivel de la anomalía. El pequeño recuadro a la derecha de F. Nozal es el detalle mostrado en la Fig. 2.27.



**Figura 2.27.-** Detalle del recuadro señalado en la Fig. 2.26, mostrando el banco inmediatamente superior al límite K-Pg que contiene brechas de fangolitas (flechas) y fragmentos de valvas.

Además de amonites, bivalvos y espinas de equinodermo, también se observan huesos de reptiles marinos, vertebras de tiburón, brachiopodos, corales, y madera fósil, generalmente perforada por bivalvos.

La traza fósil dominante es *Paradictyodora antarctica* (Fig. 2.25B), que es abundante en toda la unidad; por sectores hay niveles con densa bioturbación de *Scolicia* isp., y, en ocasiones, tubos con laminación concéntrica de *Tasselia ordamensis*; y *Schaubcylindrichnus* isp.

En la unidad estarían presentes también las biozonas de palinomorfos: Zona 2, Zona 3 y Zona 4, de Askin (1988); biozona de fo-

raminíferos plantónicos: "*B-Hedbergella monmouthensis*" de Huber (1988); biozona de dinoflagelados: *Manumiella seymourensis*, subzona *Bosedinia laevigata*, biozona *Manumiella bertodano* y biozona *Manumiella druggii* de Bowman *et al.*, (2012). Tobin *et al.*, (2012), identifican las magnetozonas **C30n** y **C29r** cuyos límites entre sí están calibrados actualmente en 66,4 Ma (Maastrichtiense). Ver modelo de edad de la Fig. 2.19.

Hacia el techo de la Zona 2 de palinomorfos de Askin (1988), Bowman *et al.* (2014a), citan el último evento (D) de proliferación de cistos del taxón *Impletosphaeridium clavus* indicador de aguas frías. A partir de aquí y hasta el límite K-Pg, diversos trabajos paleoclimáticos basados en estudios isotópicos (Tobin *et al.*,

2012) y análisis de palinomorfos (Bowman, *et al.*, 2014a,b), señalan un calentamiento significativo de las aguas.

Su edad sería Maastrichtiense superior-Daniense basal (67,9-66 Ma; Figs. 2.19 y 2.48).

#### 2.2.4. Alomiembro López de Bertodano C (CZM, Cenozoico). Daniense inferior

Es el alomiembro superior de la formación y aparece concordante sobre el nivel de glauconita (9g) asociado al límite K-Pg. Se extiende desde el Mar de Weddell en el sur, hasta ser erosionada por los sedimentos eocenos de la Fm La Meseta. Su litología es semejante a las unidades infrayacentes pero se caracteriza por la desaparición drástica de la mayor parte de los grupos faunísticos característicos del Cretácico (amonites, moluscos cretácicos, serpúlidos, espinas de equinoideos, etc.). Se propone su denominación como *Cenozoico*, al estar el alomiembro de la formación, por encima del límite K-Pg.

Su espesor máximo es de unos 100 m y está constituido por las unidades 10 y 11 del mapa geológico (Figs. 2.19, 2.28 y 2.31).

La edad deducida según los datos cronoestratigráficos disponibles sería Daniense inferior (66~65,4 Ma; Figs. 2.19 y 2.48).

##### 2.2.4.1. Unidad cartográfica 10. Lutitas arenosas verdosas con niveles de concreciones con moluscos (*Lahilla*) y madera fósil

Aflora adosada la unidad anterior sobre el nivel de glauconita (9g) asociado al límite K-Pg. Tiene un espesor de 60 m (sección S2, Fig. 2.32) y está cubierta en parte de su afloramiento por la superficie marcadamente erosiva de la Fm Sobral (Figs. 2.28 y 2.31). Equivale a la unidad *Klb10* de Macellari (1988).

Se compone de una monótona sucesión de lutitas arenosas friables de color verdoso a marrón con alternancia de bancos con abundantes concreciones redondeadas de escala decimétrica (Fig. 2.34). Estas concreciones se agrupan en niveles dentro de la serie y son apreciables en el terreno (Fig. 2.31). Hacia la base, las concreciones son más grandes y los niveles más frecuentes. La glauconita es común entre los términos más lutíticos.

En esta unidad, desaparecen los grupos de fósiles marinos característicos de las unidades precedentes. Los fósiles más abundantes son el bivalvo *Lahilla larseni*, comúnmente hallado con valvas articuladas y también en posición de vida, gasterópodos de la familia Aporrhaidae y fragmentos de madera fósil perforada por teredos. Es frecuente encontrar ejemplares de *Lahilla* en el núcleo de las concreciones. Asimismo, se ha encontrado hacia la base de la unidad huesos de aves voladoras (Tambussi y Degrange, 2013), y decápodos. Las trazas fósiles no son muy abundantes y sólo se han encontrado galerías subhorizontales de *Thalassinoides suevicus* (Fig. 2.30).

En la unidad estarían presentes las biozonas de palinomorfos: "Zona 5", de Askin (1988); biozona de disolución de foraminíferos plantónicos: "C" de Huber (1988); biozonas de dinoflagelados: *Hystrichosphaeridium tubiferum* y *Trithyrodinium evittii* de Bowman *et al.* (2012) identificadas en la serie de isla Marambio y correlacionadas en parte (Bowman *et al.*, 2016) con las biozonas de dinoflagelados **NZDP1** y **NZDP2** de Nueva Zelanda. Tobin *et al.*, (2012), y los estudios magnetoestratigráficos realizados en la elaboración del presente trabajo (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican las magnetozonas **C29r** y la **C29n** cuyos límites entre sí están calibrados actualmente en 65,7 Ma (Daniense). Ver modelo de edad de la Fig. 2.19.

Su edad sería Daniense inferior (66-65,6 Ma; Figs. 2.19 y 2.48).

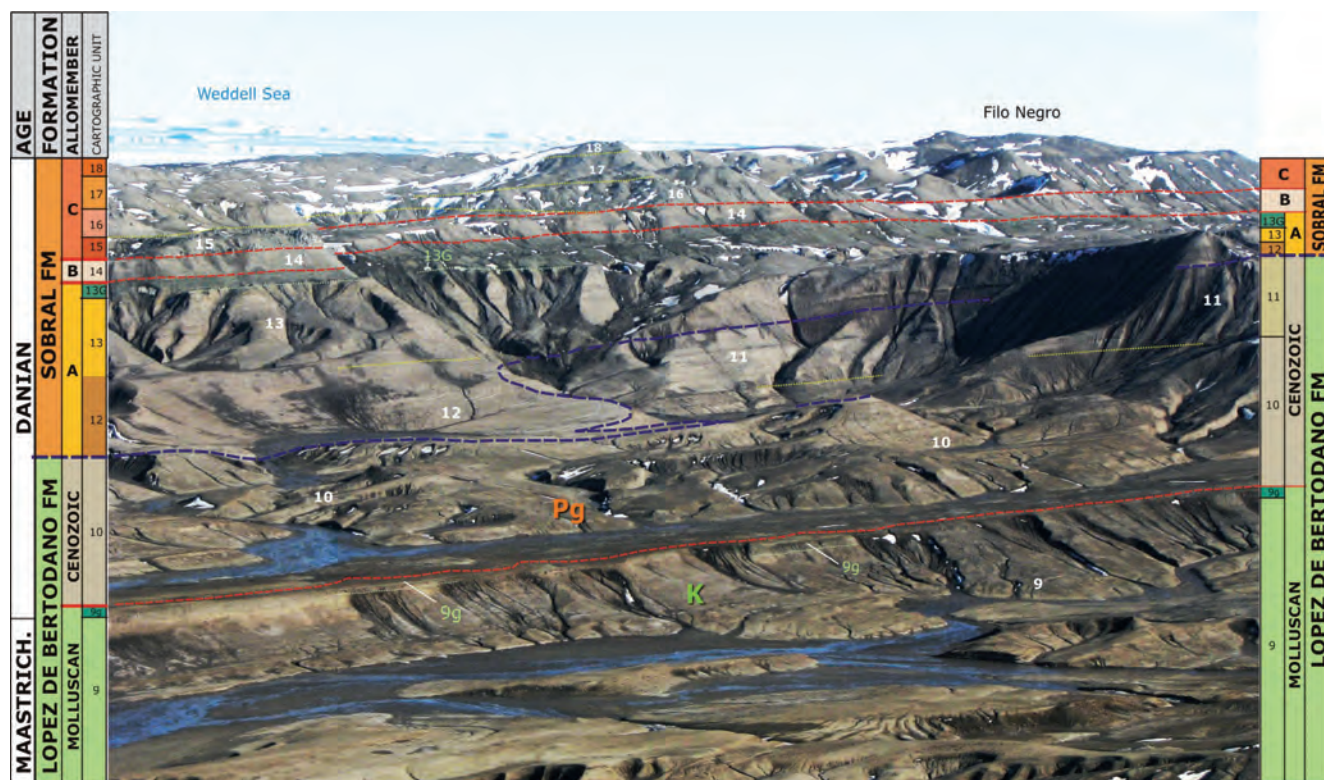


Figura 2.28.- Panorámica aérea de las unidades 9, 10 y 11 de la LBF y de las unidades de la SF con la superficie erosiva basal que bisela a la unidad 11 (entorno de la S2, Fig. 2.32). Se observa la geometría en *onlap* de los depósitos de la unidad 12, sobre la superficie erosiva.



**Figura 2.29.-** Banco glauconítico (9g, flecha amarilla) en el techo de la Unidad 9 (U9), que constituye una superficie de estratificación perfectamente apreciable al sur del collado Sobral con el que se identifica en el campo el límite K-Pg en esta zona. Por encima, los bancos de la unidad 10 (U10). La porción estratigráficamente más alta corresponde a la Formación Sobral (So).



**Figura 2.30.-** Galería de *Thalassinoides suevicus* de la unidad 10.

#### 2.2.4.2. Unidad cartográfica 11. Lutitas grises masivas

Aparece de forma concordante sobre la unidad 10 y aflora entre los relieves del Filo Negro y el norte del collado de Sobral (zona central de la extensión del Alomiembro Cenozoico). Su espesor está condicionado fuertemente por la discordancia erosiva de la base de la Fm Sobral (Fig. 2.28), habiéndose medido 40 m como

máximo (S2, Fig. 2.32). Esta unidad no había sido cartografiada anteriormente y estaba asimilada a la unidad *Klb10* de Macellari (1988).

Se distingue de la unidad anterior debido a la desaparición drástica de los niveles con concreciones y de los bivalvos de *Lahilla*, tan característicos de la unidad anterior. Consiste principalmente

en una serie monótona de lutitas grises y verdosas masivas con esporádicas intercalaciones de areniscas finas laminadas de espesor decimétrico. En la zona del collado Sobral, hacia la base y en la zona intermedia de la unidad son apreciables dos niveles de lutitas oscuras de 1 m de espesor ricas en glauconita (Figs. 2.31 y 2.34). Hacia la parte superior se identifica un nivel con concreciones.

El contenido en fósiles y en trazas es muy escaso, aunque en general el sedimento se encuentra bioturbado.

En la unidad estarían presentes las biozonas de palinomorfos: "Zona 5", de Askin (1988); biozona de disolución de foraminíferos plantónicos: "C" de Huber (1988) y biozona de dinoflagelado: *Trithyrodinium evittii* de Bowman *et al.* (2012) identificada en la serie de isla Marambio y correlacionada (Bowman *et al.*, 2016) con la biozona de dinoflagelados **NZDP2** de Nueva Zelanda. Los estudios magnetoestratigráficos realizados en la elaboración del presente trabajo (Beaumud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican la magnetozona **C29n**. Ver modelo de edad de la Fig. 2.19.

Su edad sería Daniense inferior (65,6--65,4 Ma); (Figs. 2.19 y 2.48).

### 2.3. FORMACIÓN SOBRAL (SF). PALEOCENO INFERIOR

La Formación Sobral (SF) (Rinaldi *et al.*, 1978), aflora en el sector sur de la isla entre la bahía Pingüino y punta Sobral y en la zona norte en los alrededores de cabo Wiman (cabo Gorrochátegui). Ambos sectores se encuentran separados por los afloramientos de la Formación La Meseta (Eoceno) que se apoya en discordancia erosiva rellenando un amplio paleocanal de 6 km de ancho (Fig. 2.32).

En el sector más al sur, se sitúa por encima de la Fm López de Bertodano, mediante una discontinuidad, constituida por una marcada superficie erosiva aflorante en este sector al sureste de la isla (Fig. 2.32). Sobre ella se produce el depósito de la SF, que está compuesta por unos 250 m de serie que mantiene la misma estructura homoclinal con la formación precedente, con la que conforma el Grupo Marambio.

Clásicamente la formación ha sido dividida en cuatro unidades cartografiadas (*TPs1-4*; Sadler, 1988). En la nueva cartografía que se presenta se han podido identificar y cartografiar siete unidades litoestratigráficas así como dos discontinuidades internas, no observadas anteriormente, que dividen a la SF en tres unidades estratigráficas separadas a muro y techo por discontinuidades asimiladas como alomiembros de la formación (Santillana *et al.*, 2007; Montes *et al.*, 2008). Estas unidades se han denominado **Alomiembro Sobral A** (inferior), **Alomiembro Sobral B** (medio) y **Alomiembro Sobral C** (superior) (Figs. 2.32 y 2.33). Cada una de estas unidades secuenciales comprende varias unidades litológicas cartografiadas, cuya equivalencia es desigual con las unidades de Sadler (1988) (Fig. 2.48).

En el sector de cabo Wiman, si bien aparecen también los tres alomiembros diferenciados, no aflora la discontinuidad basal y alguna de las unidades presentan diferencias de espesor y acuña-mientos con respecto a las del sur de la isla. (Fig. 2.32).

A esta formación pertenecen las unidades 12 a 18 del mapa geológico. En general los depósitos de las diferentes unidades de la formación se interpretan como sedimentados en ambientes ma-

rinios someros en el contexto de una plataforma siliciclástica progradante.

La edad de la formación es Daniense medio-superior (~65,2--63 Ma; Figs. 2.33 y 2.48). En el capítulo de cronoestratigrafía del Grupo Marambio se argumenta más detalladamente esta datación.

#### 2.3.1. Discontinuidad basal

Los sedimentos de la Fm Sobral se disponen en discordancia erosiva sobre la Fm López de Bertodano manteniendo la misma estructura homoclinal. Esta discordancia se puede recorrer, en el sector sur de la isla, por algo más de 6 km, mientras que en la zona norte no aflora (Figs. 2.32 y 2.33).

A grandes rasgos se comporta como un plano neto horizontal, con litologías muy similares a ambos lados del mismo lo que dificulta su reconocimiento. En otros sectores, en cambio, presenta una marcada erosión de los bancos infrayacentes y los sedimentos que separa tienen algo más de contraste.

Para tener una idea más acabada de la geometría del plano, se realizaron 13 perfiles (S1-S13; Fig. 2.32), tomando como referencia la capa de glauconita (unidad 9g) próxima al límite Cretácico-Paleógeno (K-Pg). El espesor variable del Alomiembro (Alm.). Cenozoico de la LBF (unidades 10 y 11), da idea de la geometría de superficie.

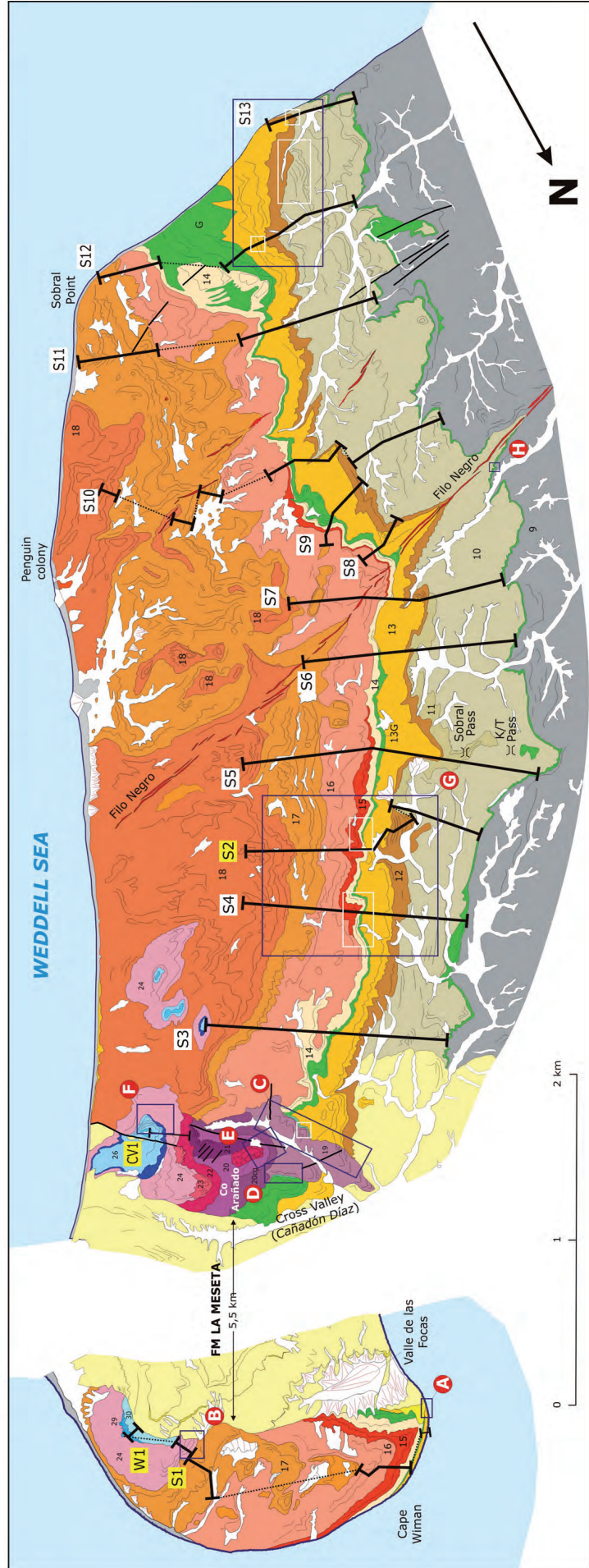
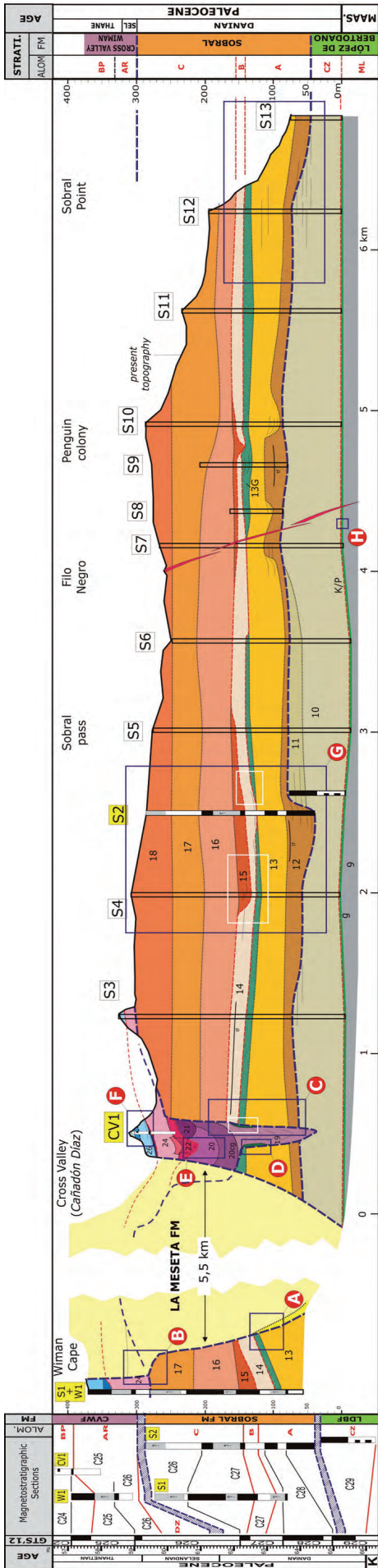
Como se observa en los perfiles, el mayor espesor de la unidad 10 se encuentra en el perfil S5 con 93 m. Hacia el sur, en los primeros 800 m, el plano de la discordancia, desciende aproximadamente 13 m, aflorando 80 m de la unidad 10, y continúa a esa cota por algo más de 3 km. En los últimos 1.000 m antes de llegar a la costa sur de la isla (perfil S13), solo afloran 45 m. Algo distinto ocurre entre los perfiles S5 y S2 (norte del collado Sobral) donde la caída del plano es de 43 m en apenas 300 m (Figs. 2.33 y 2.34), con las capas de la unidad 12 solapando contra la superficie de erosión (*onlap*). Hacia el norte y por algo más de 2 km el plano asciende progresivamente hasta el perfil S3, con un espesor de la unidad 10 de unos 60 m.

En cuanto a la litología expuesta a lo largo del plano de discordancia, si bien siempre se encuentran en contacto las unidades 12 y 10 (Sadler, 1988) no siempre se hallan en contacto las mismas facies sedimentarias, ya sea por la erosión de las capas infrayacentes, o por sedimentación diacrónica de las capas superiores.

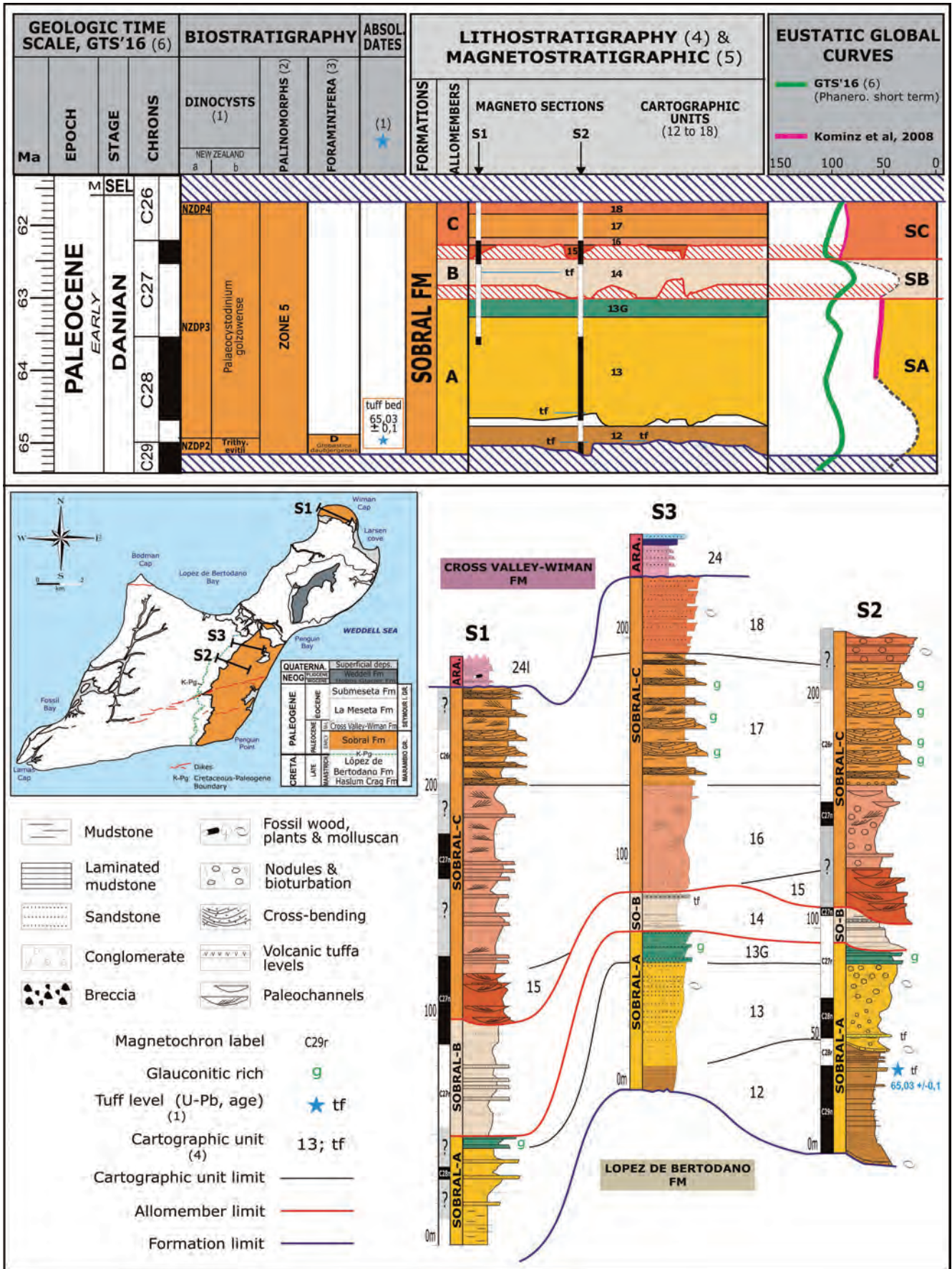
En el perfil S13, las capas basales de la Fm Sobral, están representadas por un banco conglomerático fino de geometría lenticular de 30 cm de espesor. El conglomerado tiene matriz arenosa, presenta clastos redondeados de glauconita (Fig. 2.35A), vulcanitas y concreciones de la LBF que oscilan entre 3 y 7 cm de diámetro y dientes de tiburón. Asimismo en esta zona, la superficie de la discordancia a media escala presenta una superficie ondulada (Fig. 2.35). En los altos dejados por dicha superficie y sobre las últimas capas de arenisca de la LBF, aparece un "suelo endurecido" con perforaciones centimétricas de *Gastrochaenolites* producidas por bivalvos litófagos que conforman una típica ichnofacies de *Glossifungites* (Fig. 2.35B). En algunas de estas perforaciones se han encontrado briozoos. Un lecho de cantos con estas perforaciones, aparece también entre los perfiles S12 y S7 (Fig. 2.38), aunque en estos, la litología es muy similar a ambos lados de la superficie, encontrándose sobre ella areniscas finas grises laminadas y limolitas, algo que también ocurre en los perfiles S4 y S3.



**Figura 2.31.-** Diferenciación de las unidades 10 y 11 (Alm. Cenozoico de la LBF) en las proximidades del collado Sobral (S2, Fig. 2.32). La unidad 10 se caracteriza por la presencia de niveles con concreciones con *Lahilla*. La unidad 11, es más lutítica, con menos concreciones y con presencia de niveles oscuros ricos en glauconita. La base erosiva de la SF, trunca completamente a la unidad 11.



**Figura 2.32.-** Abajo, esquema cartográfico de los afloramientos y unidades (9 a 30) del Paleoceno de isla Marambio (Seymour); Alom. Cenozoico (CZ) de la Fm López de Bertodano (LBF), Fm Sobral (SF) y Fm Cross Valley-Wiman (CVWF). Arriba, panel de correlación de secciones de la SF (S1 a S13) y de la CVWF (CV1 y W1) y de la CWVF (CV1 y W1), mostrando la geometría de las diferentes unidades cartográficas, alombreros y límites entre ellas (superficies de erosión, discordancias, etc.). En amarillo la etiqueta de las secciones magnetostratigráficas (Montes et al., 2019b), correlacionadas con el patrón GTS'12 a la izquierda del panel. Los recuadros y las letras (A-H), representan la localización de algunas fotografías de campo.



**Figura 2.33.-** Esquema cronoestratigráfico de la Fm Sobral, con el contenido bio-, químico y magnetoestratigráfico y las curvas eustáticas globales. Situación de las columnas correlacionadas (S1 y S2: secciones magnetoestratigráficas, ver también Fig. 2.32). La correlación magnetoestratigráfica con el patrón de la GTS'16, se encuentra de forma más detallada en la Fig. 2.48. *Referencias:* (1) Bowman *et al.* (2012, 2016). a y b: biozonas de dinocistos de Nueva Zelanda; (2) Askin (1988); (3) Huber (1988); (4) Montes *et al.* (2013); (5) Montes *et al.* (2019b); (6) Ogg *et al.* (2016); Curvas eustáticas: GTS'16 y Komitz *et al.* (2008).

En el perfil S5, la superficie erosiva está tapizada por un depósito conglomerático de 10 cm de espesor integrado por concreciones redondeadas de 5-6 cm de diámetro, provenientes de la LBF y restos fósiles de bivalvos (en su gran mayoría desarticulados), gasterópodos, corales solitarios, ostreas, braquiópodos y restos de troncos carbonizados. Sobre este banco, continúa una secuencia heterolítica de pelitas oscuras laminadas que en conjunto conforman la unidad 12 (Alm. Sobral A). En el perfil S2 se encuentra un depósito litológicamente similar al anterior, de 5-15 cm de espesor, con abundantes restos de ostreas y *Pycnodonte*, dientes de tiburón y un gran número de corales ramosos (Figs. 2.33 y 2.34).

Esta superficie representaría un nivel labrado sobre una plataforma marina durante un periodo regresivo, quedando un fondo ondulado marcado por paleocanales perpendiculares a la línea de costa (Macellari, 1988; Sadler, 1988). Según los datos cronoestratigráficos disponibles se habría producido durante el Daniense inferior (Fig. 2.33). En las zonas en donde la incisión ha sido más profunda, se registra un depósito residual conglomerático, que posteriormente es cubierto por facies heterolíticas arena-fango de

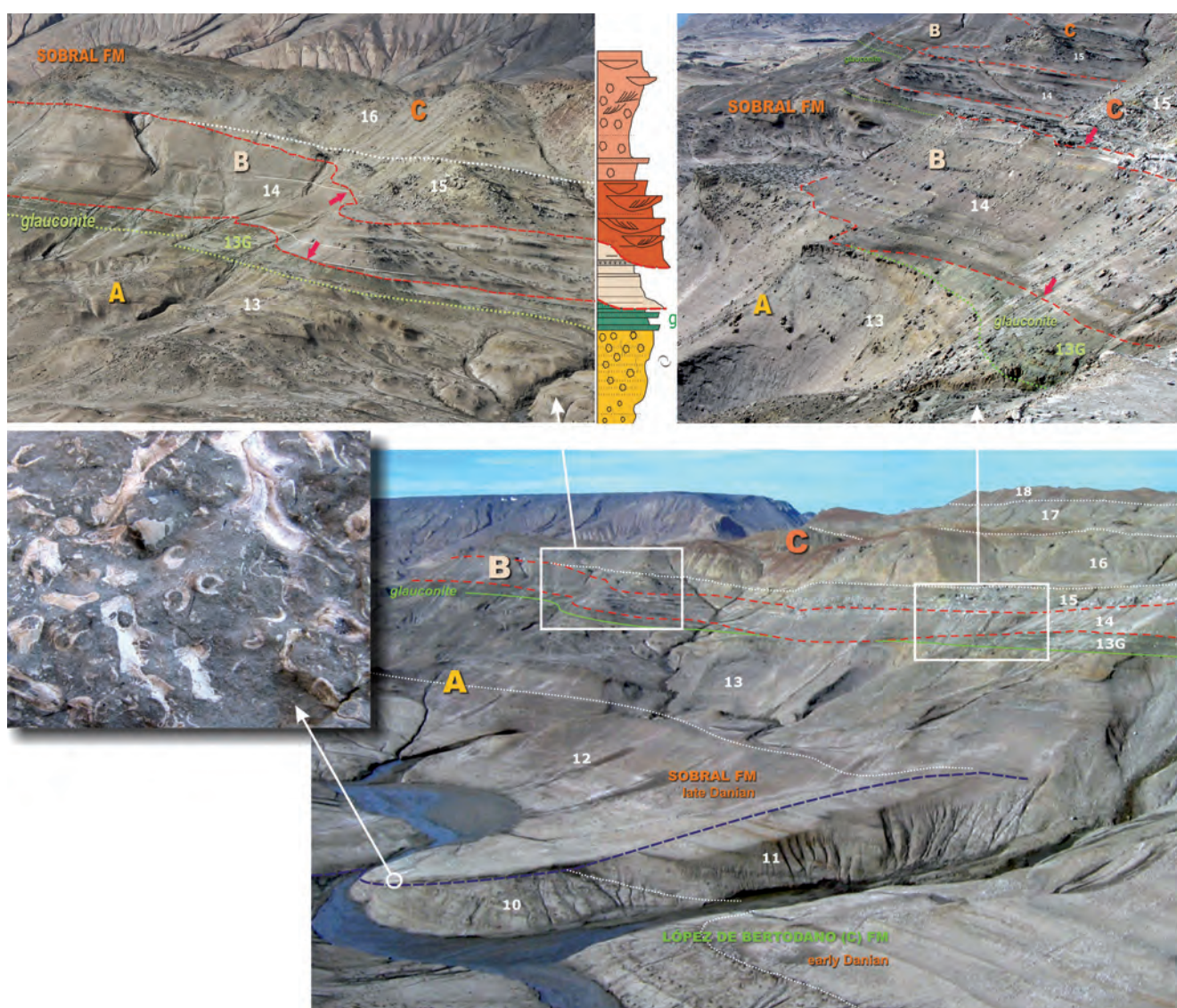
mayor distribución areal. La ausencia de facies fluviales y la geometría de los depósitos (*onlap*), sugieren que la discordancia representa una superficie compuesta de erosión-transgresión, que concuerda con la interpretación paleoambiental de las trazas de perforaciones de bivalvos, típicas de la ichnofacies de *Glossifungites* dispuesta en límites de secuencia.

### 2.3.2. Alomembro Sobral A (SAM, inferior). Daniense medio-superior

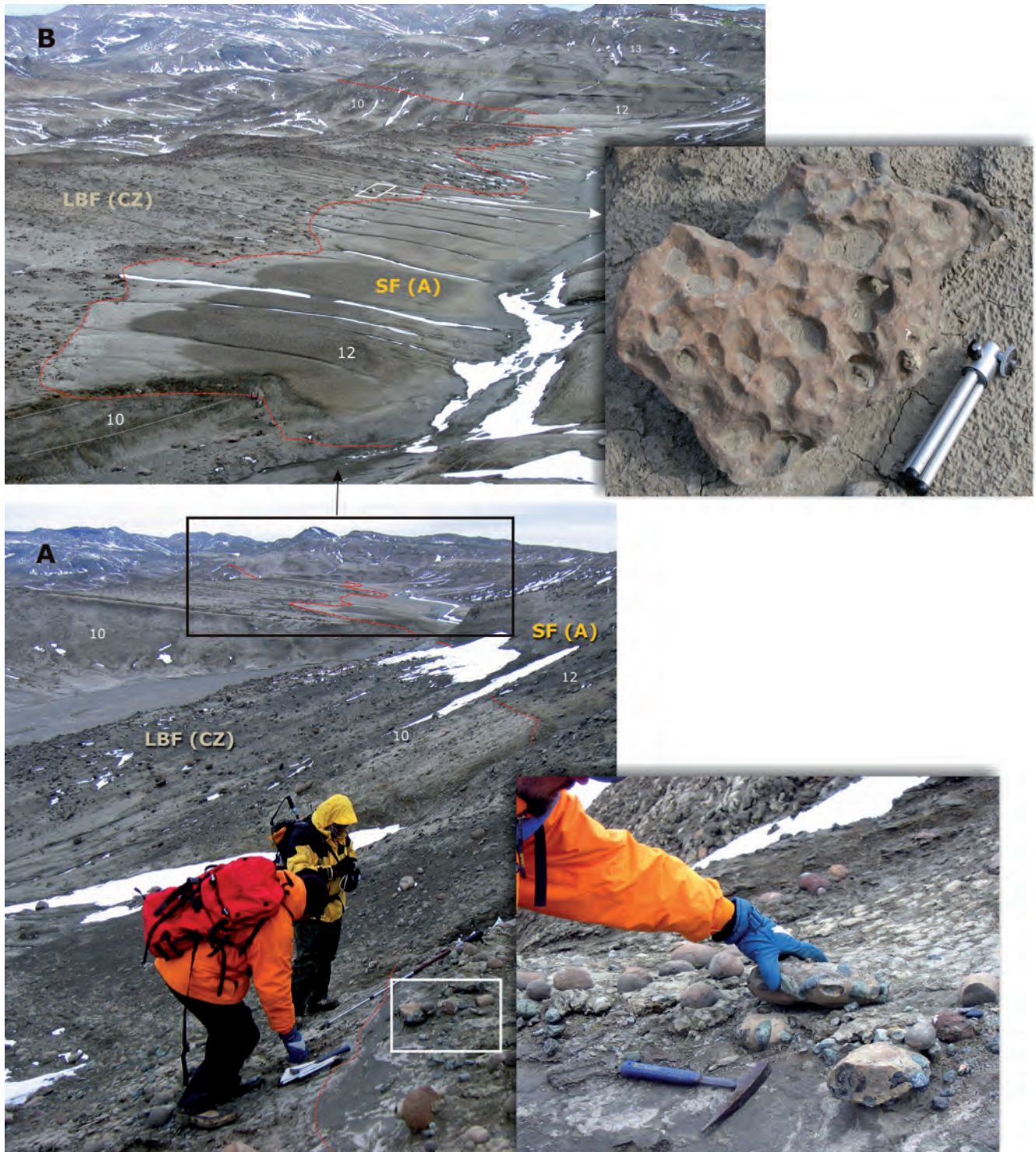
Se divide en tres unidades cartográficas: **12**, **13** y **13G**, estando la inferior solamente representada en la zona sur de la isla. Su edad sería Daniense medio (~65,2--63 Ma; Fig. 2.33).

#### 2.3.2.1. Unidad cartográfica **12**. Lutitas marrones y areniscas finas laminadas. **tf.**- Cinerita

Esta unidad aflora entre el cañadón Díaz (Cross Valley) y la zona de punta Sobral, no estando presente en la zona de cabo Wiman. Sin embargo, en la base de la serie en esta última zona, aparecen unas lutitas marrones que pudieran pertenecer a esta unidad



**Figura 2.34.-** Panorámica de la Fm Sobral (G en Fig. 2.32), mostrando sus unidades litológicas y los tres alomembros en los que se divide: Sobral A, B y C, con sus respectivos límites basales. Destaca la gran discordancia erosiva basal que trunca casi perpendicularmente a las unidades 10 (con niveles de concreciones) y 11 (sin concreciones y más lutítico) del Alm. Cenozoico de la LBF (Maastrichtiense-Daniense). La superficie está tapizada por una brecha de corales (detalle). Superficies erosivas internas de la Fm Sobral y geometrías de relleno en *onlap* sobre ellas (detalle izquierda). Superficie erosiva basal del Alm. Sobral B, biselando completamente los niveles de glauconita (13G) a techo del Alm. Sobral A (detalle derecha).



**Figura 2.35.-** Aspectos de campo de la base de la Fm Sobral en la zona al sur próxima a la costa del Mar de Weddell (S13 en Fig. 2.32). **A.-** Cantos rodados de glauconita (detalle) jalonando la superficie erosiva (S13 en Fig. 2.32). Obsérvese como hacia el NE, la base erosiva trunca a las capas superiores del Alm. Cenozoico de la LBF (10). **B.-** Detalle de la base de la SF, truncando capas de la unidad 10. Justo por debajo de la superficie erosiva, existen una serie de cantos irregulares perforados por bivalvos litófagos que reflejan un tiempo de no sedimentación una vez labrada la superficie. Más hacia el NE, las capas de laminado característico de la unidad 12, hacen *onlap* sobre la superficie erosiva, adelgazándose su espesor en este sector.

(Fig. 3.15A), aunque la precariedad del afloramiento por frecuentes acarrees ofrece muchas dudas sobre esta atribución.

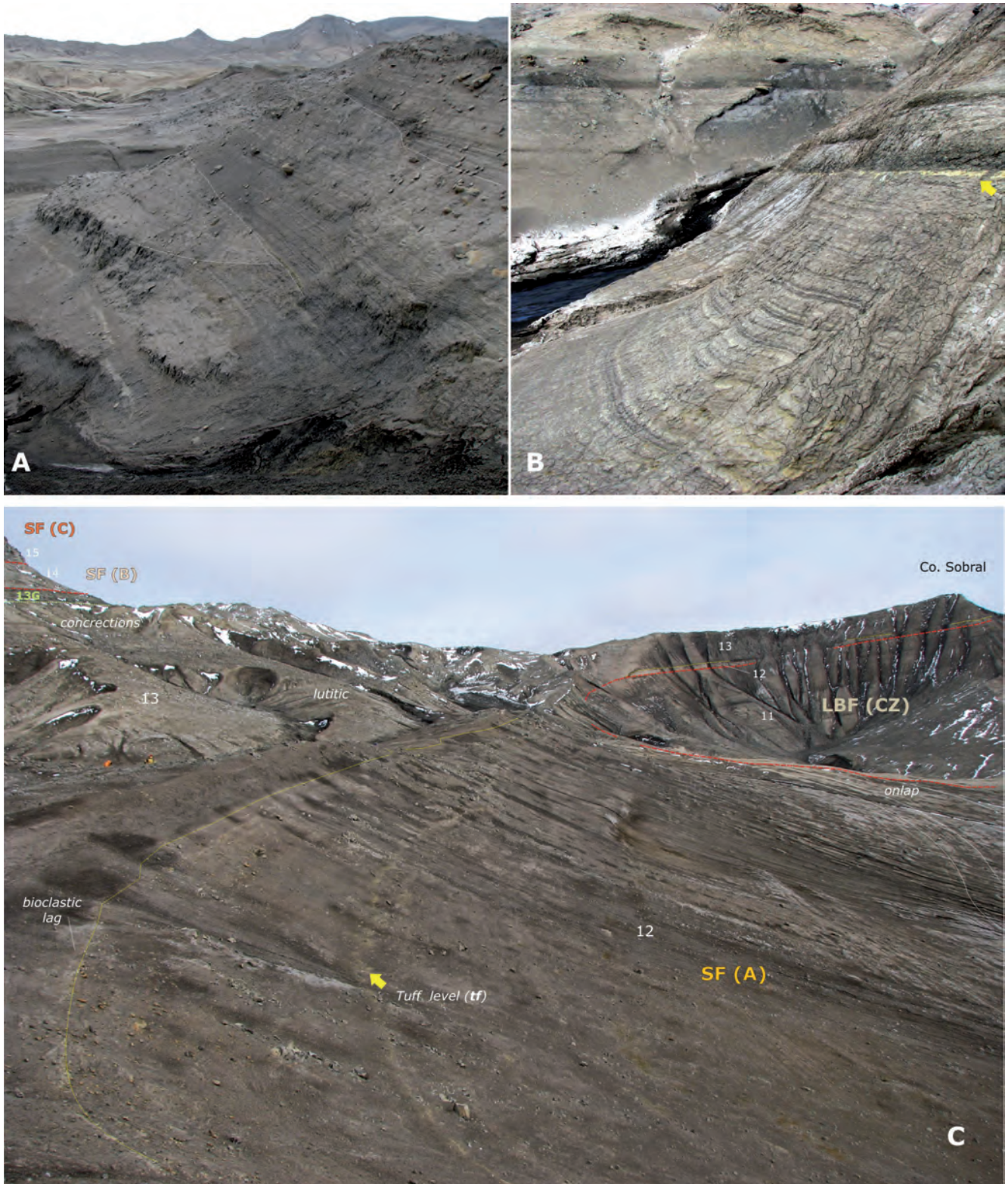
Tiene una potencia variable entre 40 y 30 m, con dos zonas de mayor espesor a ambos lados del collado Sobral. Morfológicamente representa una ruptura de pendiente topográfica que facilita su trazado cartográfico. Equivale a la unidad *TPs1* de Sadler (1988) y a la *Unidad 1* de Macellari (1988), denominada informalmente como *brown chocolate layer*.

Los depósitos de esta unidad tapizan la discordancia basal de la formación y se disponen sobre ella en *onlap* en diferentes zonas de su trazado cartográfico (Figs. 2.28, 2.34 y 2.38A). Están compuestos por una alternancia centimétrica de lutitas y arenas de grano fino de colores marrones, que muestran estructuras *flaser-linsen* y que forman parte de surcos de entidad decamétrica (Fig. 2.36A). Frecuentemente los surcos están cortados por tubos de bioturbación (*burrows*). Sin embargo, la bioturbación es mucho menos intensa que en las unidades precedentes (10 y 11) con

ausencia de concreciones y permitiendo que se preserve bien la laminación.

A techo de la unidad y al sur del collado Sobral, aparece un nivel de colores blanquecinos y amarillentos de entre 0,5 y 1 m de escasa

continuidad lateral y que corresponde a una cinerita volcánica (tf, Fig. 2.36C). Sobre este nivel, Bowman *et al.* (2016), realizan geocronología de U-Pb sobre circones, que ofrecen una edad absoluta de  $65,05 \pm 0,15$  Ma. Existen también niveles de cineritas con las mismas características en la zona al S del Filo Negro (Fig. 2.36B).



**Figura 2.36.-** A.- Aspecto del laminado centimétrico de las lutitas oscuras de la unidad 12 (*Brown chocolate*), en la zona próxima al cañadón Díaz (S3, Fig. 2.32). Se observan también superficies de truncación interna. B.- Aspecto de la misma facies en la zona cercana al Mar de Weddell al sur del Filo Negro (S12, Fig. 2.32). En amarillo (flecha arriba), nivel de cinerita alterada. C.- Panorámica del límite entre las unidades 12 y 13 al N del collado Sobral (S2, Fig. 2.32), mostrando el *onlap* de las capas de la unidad 12 sobre la base de la SF; la posición del nivel de cineritas volcánicas (tf) a techo de la unidad 12; y la base de la unidad 13 tapizado de un *lag* bioclástico semejante al de la Fig. 2.37. La unidad 13 muestra en este sector sus dos tramos: lutítico inferior y de concreciones a techo. En las proximidades del collado Sobral, la unidad 12 disminuye su espesor hasta unos 5 m (S5, Fig. 2.32).

Petrológicamente dominan las lutitas sobre las areniscas, teniendo estas últimas una buena clasificación. Asimismo, las areniscas junto con las de la unidad 13, presenta un alto porcentaje de clastos volcánicos (*volcanic rich* de Macellari, 1988). En cuanto a la geoquímica, para las arcillas de la parte baja de la Fm Sobral, Dingle y Lavelle (2000) dan valores relativamente altos de la relación Esmeclita/Caolinita entre 40-50 y valores del índice químico de alteración (CIA) de 0,65.

La unidad contiene una macrofauna escasa. Los bivalvos del género *Pinna* y los dientes de tiburón son lo más representativo. Asimismo, son abundantes las espinas de equinoideos y los restos de madera fósil. También se encuentran esporádicamente *Cuccullaea* y *Lahilla* y gasterópodos del género *Perissoptera*. Corales y briozoos son menos comunes.

En la unidad estarían presentes las biozonas de palinomorfos: "Zona 5", de Askin (1988); biozona de foraminíferos plantónicos: "D" "*Globastica daubjergensis*" de Huber (1988); biozonas de dinoflagelados: *Trithyrodinium evittii* de Bowman *et al.* (2012) identificadas en la serie de isla Marambio y correlacionadas en parte (Bowman *et al.*, 2016) con las biozonas de dinoflagelados **NZDP2** de Nueva Zelanda; biozona de dinoflagelados *Palaeoperidium pyrophorum* identificada en Australia y Tasmania y correlacionadas (Bowman *et al.*, 2016) con las biozonas *Palaeocystodinium golzowense* y **NZDP3** de Nueva Zelanda (Fig. 2.33).

Los estudios magnetoestratigráficos realizados en la elaboración del presente trabajo (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican en la unidad las magnetozonas **C29n** y **C28r**, cuyos límites entre sí están calibrados actualmente en 65 Ma (Daniense). La datación de la cinerita (tf) situada en la parte superior de la unidad coincide en la serie con el cambio de polaridad entre las magnetozonas mencionadas y su edad es coherente (Fig. 2.33).

Estos depósitos fueron interpretadas como facies prodeltaicas (Macellari, 1988). Sin embargo, las estructuras sedimentarias y su contexto estratigráfico permitirían más bien interpretarlos como ritmitas rellenando canales de mareas más propios de un contexto estuarino.

Su edad es Daniense medio (~65,2-64,8 Ma; Figs. 2.33 y 2.48).

### 2.3.2.2. Unidad cartográfica 13. Lutitas y areniscas grises con nódulos fosilíferos de moluscos. 13G.- Niveles verdosos de areniscas con concreciones de glauconita

Está representada en el mapa tanto al sur del cañadón Díaz como en cabo Wiman, si bien en esta última zona el contacto de su base es incierto. Además posee otro pequeño afloramiento entre la discordancia de la Fm La Meseta y la base erosiva de la Fm Cross Valley-Wiman justo al sur del cañadón Díaz (Fig. 2.32).

El espesor conjunto de las dos litofacies que componen la unidad es variable entre 5 y 75 m, debido por una parte a que su base es una superficie erosiva que genera depocentros; y por otra a que la unidad suprayacente erosiona su techo, llegando incluso a hacer desaparecer la unidad glauconítica (13G). Morfológicamente constituye la continuación del escaque en el relieve que comenzó con la unidad anterior (12). Equivale a las unidades *TPs2-3* definidas por Sadler (1988), el cual incluye los niveles glauconíticos en la base de su siguiente unidad (*TPs3*), y a la *Unidad 2* de Macellari (1988).

La base de la unidad, está representada por un *lag* de acumulación de ostreas, corales, equinoideos y concreciones con bivalvos. En la zona al sur de Filo Negro (S10; Fig. 2.32) este *lag* tapiza una pronunciada superficie erosiva (Fig. 2.37) que trunca gran parte de la unidad precedente (12). Entre el Filo Negro y el collado Sobral se observa de nuevo un nuevo truncamiento erosivo de las capas precedentes, llegando a estar la superficie muy cerca (5 m) de la discordancia también erosiva de la base de la Fm Sobral (S6, Fig. 2.32). En la zona al norte del collado Sobral, la base de la unidad conserva el *lag* de corales y moluscos pero las capas son concordantes con la unidad inferior.

Al sur del Filo Negro, tapizando el *lag* y donde la superficie erosiva es más pronunciada, se disponen en *onlap* unas lutitas laminadas marrones parecidas a las descritas en la unidad 12 que poseen una abundante bioturbación vertical (*Skolitos*), pero que sin embargo, no enmascara la laminación. Hacia techo progresivamente la serie gana en arenas con niveles métricos en areniscas ricas en fragmentos pumíceos y cristalinos de origen volcánico y concreciones con fauna de moluscos (Fig. 2.38). Estas facies más areniscosas y concrecionadas son las que dominan en los afloramientos al norte del collado Sobral (Fig. 2.34) y en cabo Wiman. En los del norte del collado Sobral aparecen en la parte inferior de la unidad, dos niveles centimétricos amarillentos de tobas volcánicas (Fig. 2.33).

La unidad culmina con tres niveles métricos de areniscas verdosas con glauconita (**unidad 13G**) que a veces forman concreciones litificadas (Fig. 2.39B). Esta unidad es muy visible en el terreno (Figs. 2.28, 2.34 y 2.38), y aflora en los tres ámbitos mencionados donde constituye un excelente nivel guía. En la zona de punta Sobral, el patrón cartográfico ofrece un extenso afloramiento originado por la topografía a favor del plano de estratificación. Algo semejante ocurre aunque en menor escala, en los afloramientos entre la Fm Cross Valley-Wiman y la Fm La Meseta (Fig. 5.3A).

La base de esta unidad glauconítica es bastante plana y concordante, y su espesor medio ronda entre los 5 y 10 m. Sin embargo al sur del Filo Negro puede observarse una cierta morfología de canal, puesta de manifiesto por un aumento local del espesor que alcanza los 15 m (Fig. 2.39B). Hacia el sur, la unidad desaparece por erosión de la unidad suprayacente en dos áreas, una al norte del collado Sobral (Fig. 2.34) y otra inmediatamente al norte del Filo Negro, donde la remisión de un helero persistente ha desvelado dicho contacto erosivo (Fig. 2.40A).

En la zona al norte el collado Sobral cercana al contacto con la Fm Cross Valley-Wiman, la unidad está formada por tres capas que dan pequeños resaltes en el terreno especialmente identificables, formando líneas paralelas en el escaque formado por la parte baja de la Fm Sobral (Fig. 2.40C). Los tres niveles no se presentan siempre, y a veces se acuñan lateralmente a favor de las lutitas intercaladas entre las capas de tonalidades verdosas y amarillentas. En ellas, la bioturbación vertical (*burrows*) es frecuente.

Esta unidad junto con la precedente, son ricas en clastos de procedencia volcánica (*volcanic rich* de Macellari, 1988). En cuanto a la geoquímica, para las arcillas de la parte baja de la Fm Sobral, Dingle y Lavelle (2000), dan valores de la relación Smectita/Caolinita próximos a 30 y valores del Índice Químico de Alteración (CIA) de 0,7.

El contenido faunístico aunque también escaso, es más abundante que en la unidad precedente. Los restos de fósiles aparecen en las concreciones presentes hacia el techo y consisten principalmente

en gasterópodos (*Perissoptera*), Bivalvos (*Lahilla*, *Pinna*), espículas de equinoideos y artejos de crinoides (*Pentacrinus*), especialmente abundantes en dos niveles hacia la parte media de la uni-

dad en los afloramientos cercanos a punta Sobral (niveles de crinoides, Fig. 2.38B). Asimismo, es frecuente la madera fósil pero sin las perforaciones habituales de teredos.



**Figura 2.37.-** Superficie erosiva basal de la unidad 13, inmediatamente al S del Filo Negro (S10, Fig. 2.32), mostrando la geometría en *onlap* de las facies laminadas inferiores. **A.-** Detalle de la brecha bioclástica de aspecto litificado que tapiza la superficie erosiva, con ostreas negras y fragmentos de corales solitarios. **B.-** Detalle con fragmentos de corales solitarios disgregados.

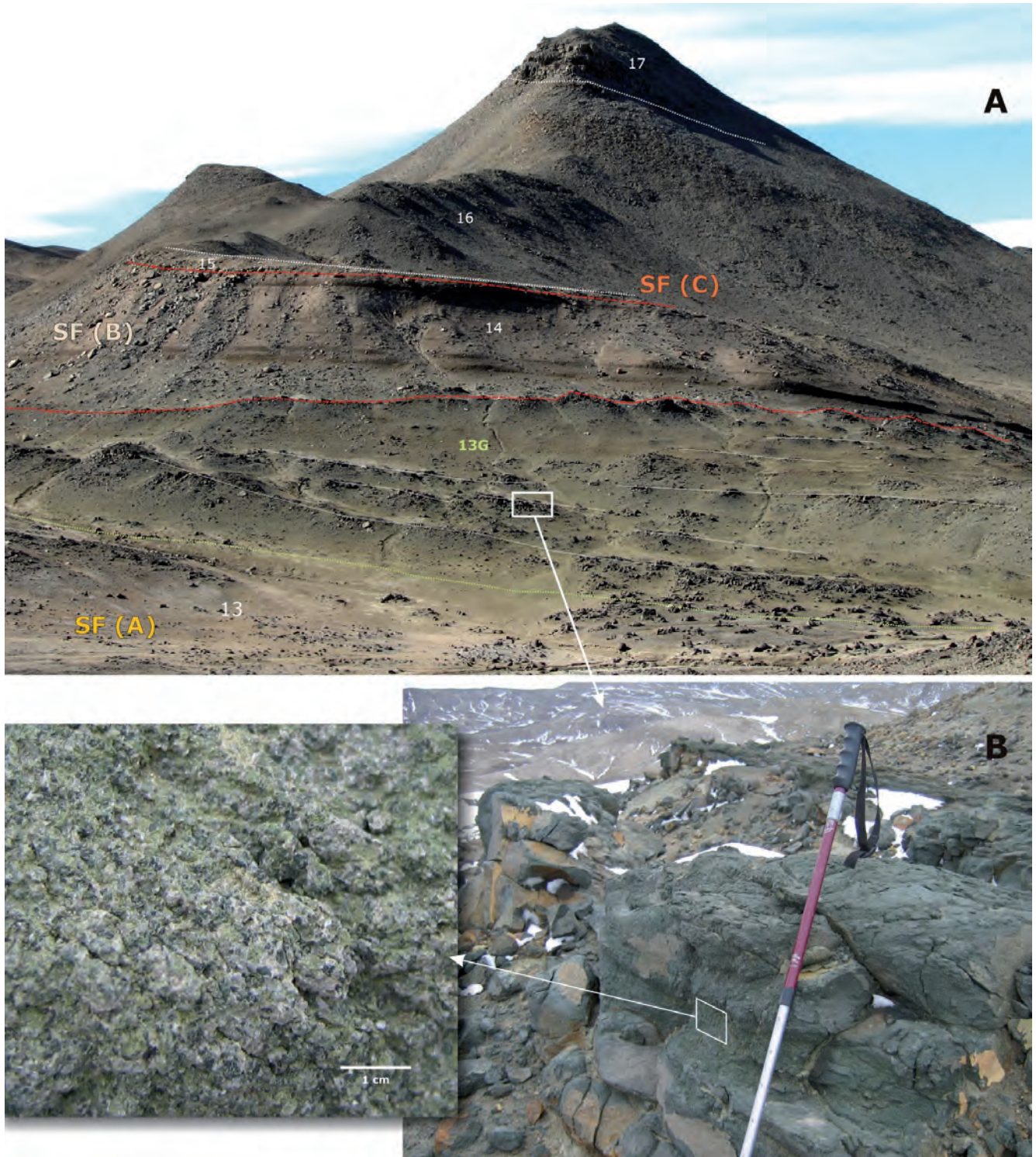


**Figura 2.38.-** Aspectos de campo de la unidad 13 al sur del Filo Negro (S12, Fig. 2.32). **A.-** Superficie erosiva de la base de la SF con los cantos afectados por litófagos. Geometría en *onlap* de las facies laminadas de la unidad 12. Aspecto en panorámica de la unidad 13, mostrando el término inferior de lutitas con bandas oscuras más arcillosas y el término superior más masivo con concreciones con fauna de moluscos. En este sector, el límite entre las unidades 12 y 13 no muestra superficie erosiva. **B.-** Detalle del contacto entre los dos tramos de la unidad 13, y el aspecto de las concreciones en primer término. Posición de los niveles con crinoides (*Pentacrinus*), mostrados a la derecha en detalle. A techo, el nivel verdoso rico en glauconita (13G).

En la unidad estarían presentes las biozonas de palinomorfos: "Zona 5", de Askin (1988); biozonas de dinoflagelados: *Palaeoperidium pyrophorum* identificada en Australia y Tasmania y correlacionadas (Bowman *et al.*, 2016) con las biozonas *Palaeocystodinium golzowense* y **NZDP3** de Nueva Zelanda. Los estudios magnetoestratigráficos realizados en la elaboración del presente trabajo (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican en la unidad las magnetozonas **C29r**, **C28n** y **C27r**,

cuyos límites entre sí están calibrados actualmente en 64,7 Ma y 63,55 Ma respectivamente (Daniense) (Fig. 2.33).

La superficie erosiva de la base de la unidad y el *lag* que lo tapiza, representarían un nuevo episodio de bajada relativa del nivel del mar. Los depósitos posteriores, se interpretan como sedimentos de plataforma siliciclástica por debajo del nivel de base del oleaje (*offshore*) con un suministro alto de sedimento, como



**Figura 2.39.- A.-** Aspecto de campo de la unidad 13G al S del Filo Negro (S9, Fig. 2.32). Normalmente los niveles ricos en glauconita, tienen estratificación paralela, pero en este caso muestran una estratificación cruzada de gran escala compatible con geometrías canalizadas. En este sector, la unidad 13G alcanza su mayor espesor. Obsérvese la base erosiva del alomielbro Sobral-B (14) y la escasa potencia de la unidad 15 representada por unos metros de areniscas laminadas. **B.-** Aspecto de campo de los cuerpos litificados de areniscas ricas en glauconita de la unidad 13G, con detalle de la granulación de esta arcilla autigénica de color verde.

lo sugiere la abundante matriz fangosa, la falta de estructuras sedimentarias de alta energía, la presencia de fauna de moluscos de plataforma (gasterópodos, equinoideos, corales, etc.), y la ausencia de bioturbación penetrativa. Todo ello sugiere una profundización con respecto a la unidad anterior, que culminaría con los niveles glauconíticos a techo de la unidad (13G), los cuales representarían un nivel de máxima inundación con escasa tasa de sedimentación (serie condensada), dentro del mismo contexto transgresivo (Odin, 1988; Amorosi, 1995; Harris y Whitin, 2000).

La edad de la unidad 13 sería Daniense medio (64,8-63,3 Ma); y la de 13G, Daniense medio-superior (63,3-63 Ma) (Figs. 2.33 y 2.48).

### 2.3.3. Alomiembro Sobral B (SBM, medio). Daniense superior

Se dispone en suave discordancia erosiva sobre el anterior alomiembro, llegando a biselar sus niveles glauconíticos culminantes, en un reducido pero apreciable afloramiento al norte del collado Sobral, donde en panorámica, puede apreciarse su morfología de surco (Fig. 2.34). Al norte del Filo Negro, aunque no de forma tan clara debido a un gran nevero persistente a media ladera, es posible apreciar también dicho biselamiento (Fig. 2.40). En los demás afloramientos el contacto con las glauconitas infrayacentes (13G) es más o menos concordante o con suave superficie erosiva (Fig. 2.39).

La compone en exclusiva la unidad **14**, y su edad sería Daniense superior (~62,9~62,5 Ma; Figs. 2.33 y 2.48).

#### 2.3.3.1. Unidad cartográfica **14**. Lutitas marrones, areniscas finas grises y areniscas verdosas con glauconita. **tf**.- Cinerita

Se deposita sobre la superficie erosiva anterior extendiéndose a lo largo del afloramiento de la formación al sur del cañadón Díaz. También aparece en la zona de cabo Wiman.

Su potencia media es de unos 20 m, aunque las superficies erosivas a techo reducen su espesor notoriamente hasta hacerla desaparecer en un reducido afloramiento entre el Filo Negro y Punta Sobral, donde la superficie erosiva del Alm. Sobral C, se dispone directamente sobre la unidad glauconítica 13G (S9, Fig. 2.32). La potencia en cabo Wiman (S1, Fig. 2.32) es ostensiblemente mayor alcanzando casi los 50 m. Formaría parte de la *Unidad 3* de Macellari (1988) y *TPs3* de Sadler (1988).

Se trata de una serie alternante de lutitas laminadas marrones, areniscas de grano fino grises y verdosas con glauconita y arenas amarillentas alteradas. En los afloramientos al norte de collado Sobral y hacia la base de la unidad, pueden distinguirse al menos tres secuencias estratodecrescentes de escala métrica conformadas por las tres litologías mencionadas (Fig. 2.40). Estas secuencias se disponen en *onlap* sobre el surco que produce la superficie basal (Figs. 2.34, 2.39A y 2.40C). Hacia techo la unidad es más monótona y está conformada por lutitas arenosas ligeramente bioturbadas, sin apenas estructuras sedimentarias y con algunas concreciones. En cabo Wiman, el espesor es mayor y la serie está compuesta por areniscas lutíticas con mayor presencia de niveles litificados y concreciones.

En la zona cercana al contacto con la Fm Cross Valley-Wiman y a techo de la unidad, se identifica un nivel blanquecino y pulverulento compuesto por cineritas volcánicas alteradas (**tf**) de 1

a 1,5 m de espesor (Fig. 2.40C; S3, Fig. 2.32), que hacia el sur es erosionada por la unidad suprayacente (15). La presencia de este nivel de cineritas sugiere la inclusión también de esta unidad dentro de las consideradas por Macellari (1988) como ricas en elementos volcánicos (*volcanic rich*).

Contiene muy poca fauna (fragmentos de bivalvos y gasterópodos) y madera fósil no bioturbada.

En la unidad están presentes las biozonas de palinomorfos: "**Zona 5**", de Askin (1988); biozonas de dinoflagelados: *Palaeoperidium pyrophorum* identificada en Australia y Tasmania y correlacionadas (Bowman *et al.*, 2016) con las biozonas *Palaeocystodinium golzowense* y **NZDP3** de Nueva Zelanda. Los estudios magnetoestratigráficos realizados en la elaboración del presente trabajo (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican en la unidad las magnetozonas **C27r** y **C27n** cuyo límite entre sí está calibrado actualmente en 62,55 Ma (Daniense) (Fig. 2.33).

El conjunto del alomiembro se interpreta como facies de plataforma externa depositadas en un contexto transgresivo, sobre una superficie erosiva producida por una bajada relativa del nivel del mar. La presencia de cineritas en la serie, sugiere un vulcanismo explosivo coetáneo a la sedimentación.

La edad deducida de los datos disponibles sería Daniense superior (~62,9~62,3 Ma; Figs. 2.33 y 2.48).

### 2.3.4. Alomiembro Sobral C (SCM, superior). Daniense superior-terminal

La base del alomiembro es una superficie erosiva observable al norte del collado Sobral (Fig. 2.34), prácticamente sobre la vertical de la discontinuidad del alomiembro precedente. Esta superficie trunca parte de los niveles de la unidad anterior, generando un surco que es rellenado por la primera de la unidad 15 (Fig. 2.41). Entre el Filo Negro y punta Sobral, la superficie va erosionando también a la unidad precedente hasta llegar a situarse directamente sobre las capas glauconíticas de la unidad 13G, desapareciendo totalmente los depósitos del alomiembro Sobral B (14) (Fig. 2.42B).

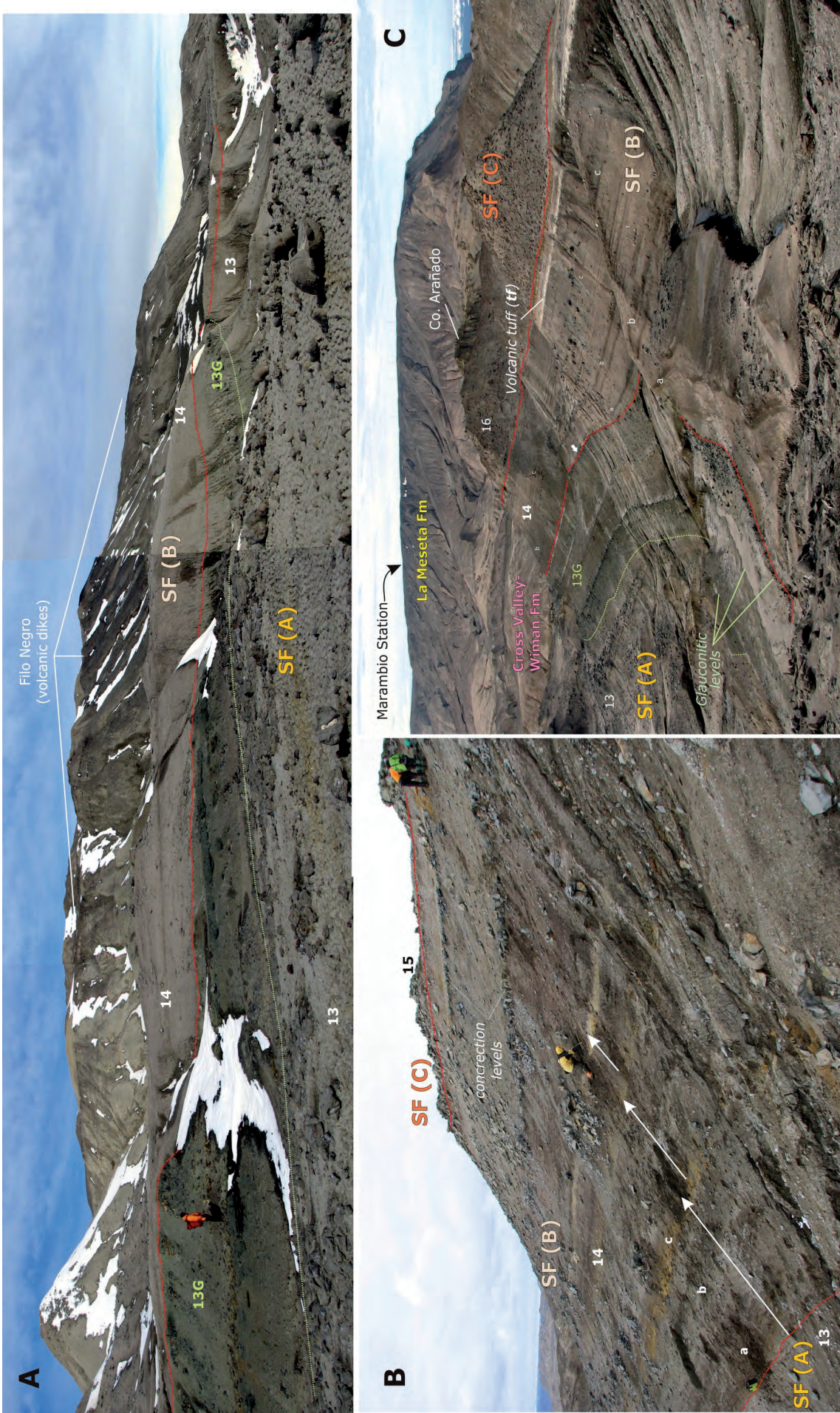
Está compuesta por las unidades **15**, **16**, **17** y **18** del mapa geológico. Su edad sería Daniense superior (~62,4~61,7 Ma; Fig. 2.33 y 2.48).

#### 2.3.4.1. Unidad cartográfica **15**. Areniscas en paleocanales con laminación cruzada y lutitas laminadas

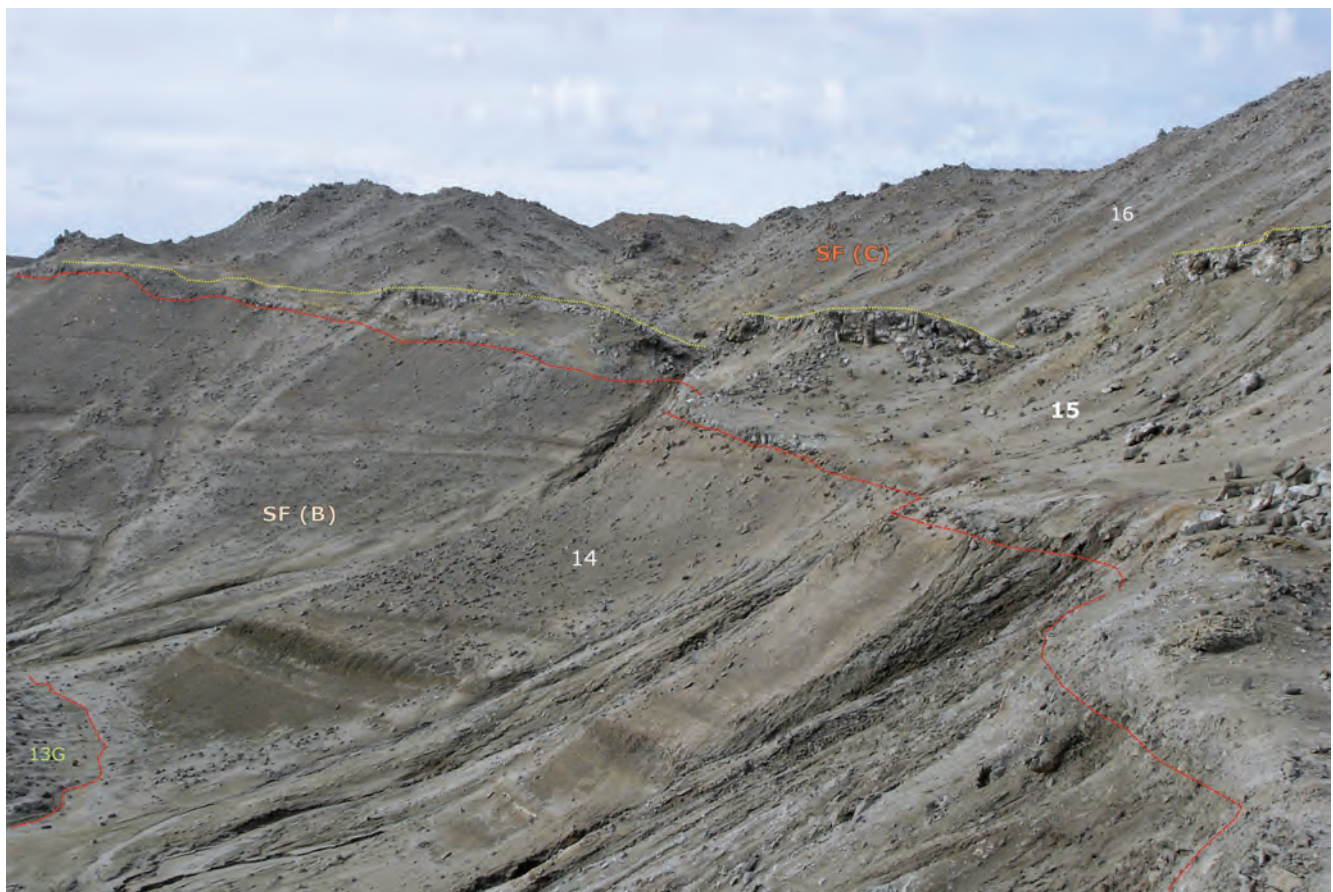
Se deposita sobre la superficie erosiva anterior y aflora en tres ámbitos: cabo Wiman, norte de collado Sobral y entre Filo Negro y punta Sobral. En estos dos últimos afloramientos el patrón cartográfico muestra su morfología canaliforme de los surcos provocados por la superficie erosiva que rellenan. En cabo Wiman sin embargo, la unidad es concordante con la precedente sin que se hayan observado truncamientos significativos de capas.

Al norte de collado Sobral su espesor alcanza los 25 m. Al sur de Filo Negro la potencia máxima medida es de unos 10 m y en cabo Wiman alcanza los 20 m. Equivale a parte de la *Unidad 3* de Macellari (1988) y *TPs3* de Sadler (1988).

Excepto en los afloramientos de cabo Wiman, la unidad presenta acunamiento lateral fruto de su morfología canalizada (Figs. 2.34 y 2.41). Internamente, consta de una alternancia de cuerpos de areniscas con bases canalizadas, que internamente presentan



**Figura 2.40.- A.-** Panorámica de la base erosiva del Alombrero Sobral-B (unidad 14) al norte del Filo Negro (S6, Fig. 2.32). La superficie trunca completamente a los niveles glauconíticos (13G). **B.-** Aspecto detallado de las facies de la unidad 14 al sur del collado Sobral (S2, Fig. 2.32; perfil magnetoestratigráfico). La parte inferior consta de tres secuencias estratodecrecientes de escala métrica (flechas blancas) con tres litologías: a.- lutitas marrones; b.- lutitas arenosas gris-verdosas con glauconita; c.- lutitas arenosas amarillentas alteradas. La parte superior incluye lutitas marrones y niveles de concreciones. **C.-** Panorámica de la unidad 14 en las proximidades del cañadón Díaz (S3, Figs. 2.32 y 2.33). Se observa el *onlap* de la parte inferior de la serie (línea a) sobre la superficie erosiva de la base (flecha blanca). En la parte culminante aparece una cimerita de espesor métrico de color blanco (tf) que destaca en el paisaje. Sobre la superficie erosiva de la base del Alm. Sobral-C aparece en este sector la unidad 16, puesto que la 15 se acuña un km más al sur. Al fondo aparece los afloramientos de la Fm La Meseta y las unidades del valle incidido de la Fm Cross Valley-Wiman (Co. Arañado) a la misma cota topográfica que los de la SF.



**Figura 2.41.-** Detalle de la superficie erosiva de la base del Alomiembro Sobral-C, entre el collado Sobral y el cañadón Díaz (S4, Fig. 2.32). La superficie descende unos 30 m, erosionando la mitad superior del Alom. Sobral-B (14) en este sector. El surco producido es rellenado en *onlap* por las areniscas en paleocanales de la unidad 15.

areniscas glauconíticas con estratificación cruzada planar y en surco de escala métrica, con areniscas finas y lutitas laminadas, en secuencias estrato y granodecipientes (Figs. 2.43 y 2.44). En conjunto son bastante deleznable y debido a su naturaleza areniscosa, generan en el paisaje un relieve ruiforme que caracteriza especialmente los afloramientos del norte de collado Sobral. En cabo Wiman se identifican por su carácter más competente que destaca sobre las facies más lutíticas de la unidad infrayacente (14). En las inmediaciones del Filo Negro (S8, Fig. 2.32) la base de la unidad consta de unas areniscas de grano fino de colores claros y ricas en cuarzo, que se caracterizan por una fina laminación entrecruzada y ondulada (Fig. 2.40). Entre el Filo Negro y el cerro Geoantar (S10, Fig. 2.32), en la base de la unidad, se observa un nivel centimétrico de calcita interestratificada (Fig. 2.43B), muy apreciable en el terreno, probablemente originado por un deslizamiento entre capas de origen tectónico al formarse el monoclin.

A diferencia de las unidades precedentes, la composición petrográfica de las arenas de la unidad muestra una dominancia de clastos de cuarzo y un contenido mayor en el porcentaje de arenas (*quarz rich* de Macellari, 1988).

La bioturbación vertical (*Skolithos*) es abundante, aunque no lo suficiente como para enmascarar la laminación. A excepción de algunos bivalvos (*Cucullaea*) la fauna está prácticamente ausente, si bien la madera fósil es frecuente.

En la unidad están presentes las biozonas de palinomorfos: "Zona 5", de Askin (1988); biozonas de dinoflagelados: *Palaeoperidium pyrophorum* identificada en Australia y Tasmania y correlaciona-

das (Bowman *et al.*, 2016) con las biozonas *Palaeocystodinium golzowense* y **NZDP3** de Nueva Zelanda. Los estudios magnetoestratigráficos realizados en la elaboración del presente trabajo, (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican en la unidad la magnetozona **C27n** (Daniense) (Fig. 2.33).

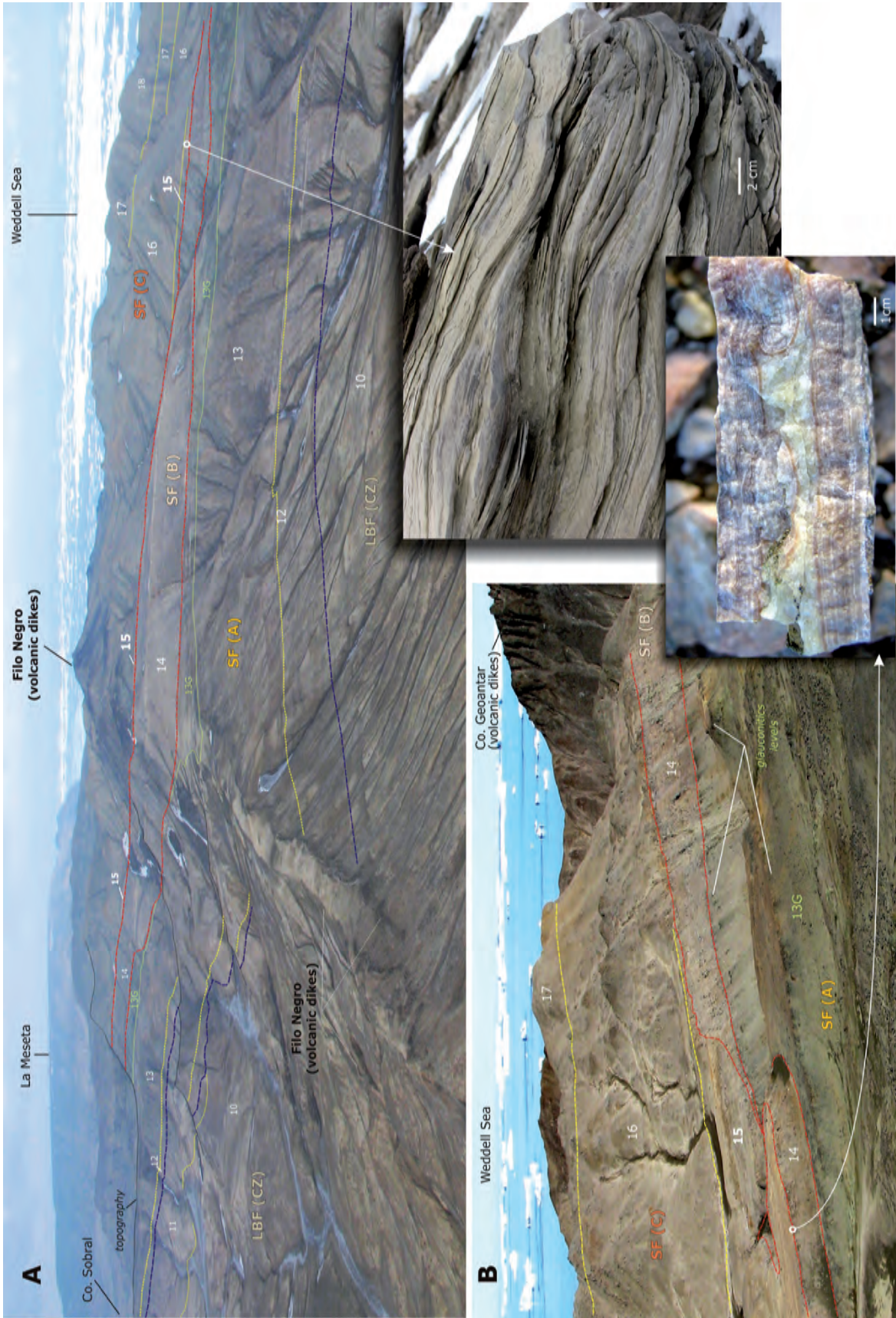
La geometría de relleno en *onlap* sobre la superficie basal, sugiere su interpretación como relleno de un paleocanal, probablemente con influencia mareal. El paleocanal se originaría en una bajada del nivel relativo del mar.

Su edad sería Daniense superior (~62,4-62,3 Ma; Figs. 2.33 y 2.48).

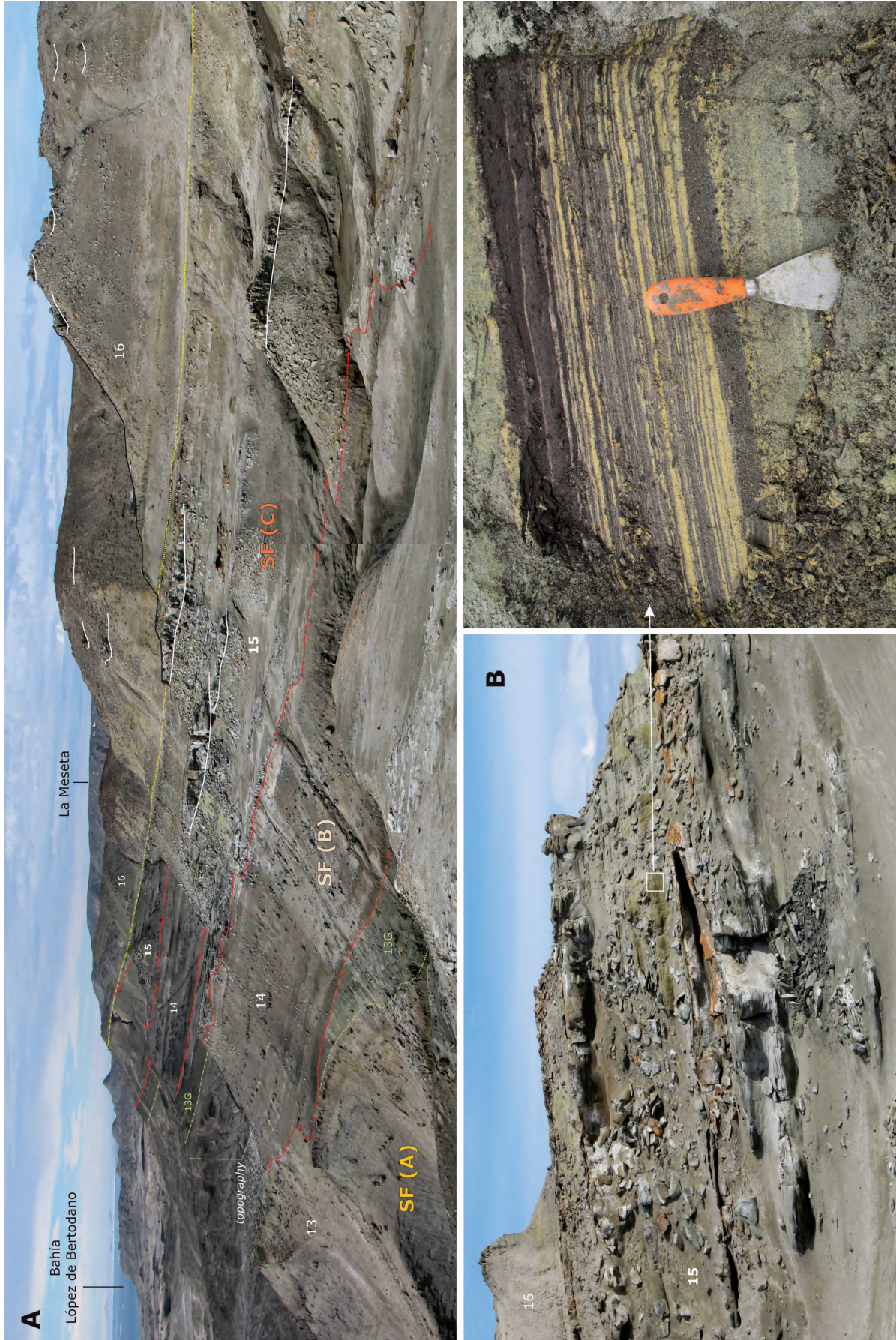
#### 2.3.4.2. Unidad cartográfica 16. Lutitas y areniscas laminadas con nódulos y paleocanales a techo

Se sitúa estratigráficamente sobre la unidad inferior (15), o directamente sobre el Alomiembro Sobral-B (14), cuando la unidad 15 se acuña lateralmente (Figs. 2.34, 2.40, 2.43 y 2.44). Aflora al sur del cañadón Díaz y en el entorno del cabo Wiman. Presenta un espesor bastante estable de unos 50 m, si bien en los afloramientos más al sur de Filo Negro, disminuye a unos 25 m (Fig. 2.32) y en cabo Wiman, alcanza unos 80 m (Fig. 2.33). Equivale a la parte superior de la unidad *TPs3* de Sadler (1988) y a la parte superior de la *Unidad 3* de Macellari (1988).

Al sur de collado Sobral (S2, Fig. 2.32), la parte inferior contiene lutitas arenosas amarillentas; areniscas métricas laminadas que se acuñan lateralmente y nódulos dispersos. Hacia techo incorporan paquetes de areniscas métricas con morfologías de paleocanal



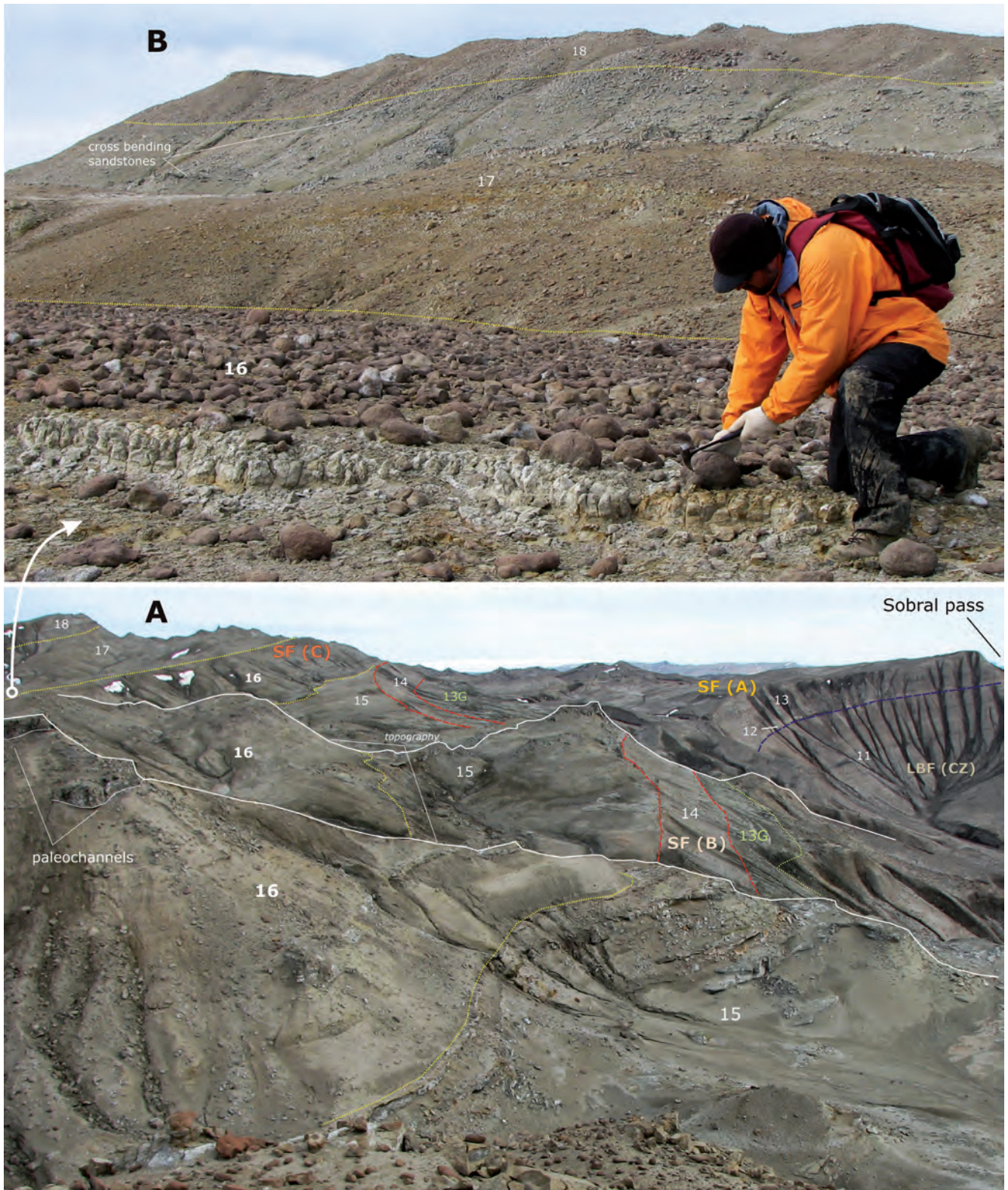
**Figura 2.42.-** Panorámica desde helicóptero en el entorno del Filo Negro (S8 y S9, Fig. 2.32). La superficie trunca progresivamente a la unidad 14 hacia la derecha. En este sector sobre la superficie, se observa una arenisca fina, con laminación ondulada (detalle), que constituye la base de la unidad 15. Obsérvese también la geometría truncando totalmente a los niveles de glauconita (13G), justo al norte del Filo Negro (diques volcánicos). En la Fig. 2.40, dicha superficie erosiva se muestra en detalle. **B.-** Base erosiva del Alm. Sobral-C entre el Filo Negro y el cerro Geoantar (S10, Fig. 2.32). La superficie erosiva corta totalmente al Alm. Sobral-B, disponiéndose directamente sobre los niveles con glauconita (13G). En este sector, en la base del Alm. Sobral-C, se observa un nivel centimétrico de calcita interstratificada (detalle), probablemente originado por un deslizamiento entre capas de origen tectónico al formarse el monoclinal.



**Figura 2.43.- A.-** Panorámica de la unidad 15 al norte de collado Sobral (52, Fig. 2.32). Se observa su aspecto más arenoso que contrasta con las unidades infra (14) y suprayacente (16), más lutíticas. Con línea blanca se remarcan las bases canalizadas laxas de los cuerpos de areniscas que se acunhan lateralmente. A techo de la unidad 16 se han remarcado también algunas bases de paleocanales con una relación anchura/profundidad más baja. **B.-** Detalle de los cuerpos canalizados de arenisca con base erosiva y relleno en surco. El detalle a la derecha, muestra la laminación paralela de lutitas (marrón) y areniscas ricas en glauconita detritica (verde-amarillento), a techo de los cuerpos de areniscas.

estrechos y profundos confiriendo a la unidad un carácter granocreciente (Fig. 2.44A). Sobre dichas areniscas canalizadas, se disponen una serie de areniscas tableadas con estratificación cruzada que, entre las columnas S3 y S5 (Fig. 2.32), culminan con un nivel de concreciones de unos 10-30 cm, de color rojizo fácil-

mente distinguibles en el terreno (Fig. 2.44B). Al sur de Filo Negro, si bien se aprecia una cierta tendencia granodecreciente, el conjunto es más arenoso (Figs. 2.39 y 2.42B). En cabo Wiman la unidad en general se presenta más arenosa y uniforme aunque con cierta tendencia también granocreciente (Fig. 6.4A).



**Figura 2.44.- A.-** Aspecto de campo de la unidad 16 a sur del collado Sobral (S2, Fig. 2.32), con la inclinación de las capas del monoclin. Término inferior de lutitas arenosas amarillentas con niveles de areniscas que se acuñan lateralmente. En el término superior aparecen los paleocanales estrechos y profundos. Obsérvese el acuñamiento de la unidad 15 hacia el sur. **B.-** A techo de los paleocanales de la unidad 16 (flecha blanca), aparece un rellano morfológico con concreciones rojizas redondeadas de 10-30 cm de diámetro fácilmente reconocibles en el terreno. Por encima de ese nivel, aparecen las areniscas verdesas con glauconita detrítica y estratificación cruzada (17) y las areniscas rojizas con *Pinna* (18).

Petrográficamente, las areniscas están desprovista de matriz y siguen siendo ricas en cuarzo (*quarz rich* de Macellari, 1988), en proporción a los fragmentos de líticos y feldespatos. (Marenssi *et al.*, 2012).

En esta unidad prosigue la abundante bioturbación de *Skolithos*, la madera fósil y algunos especímenes mal preservados de bivalvos (*Cucullaea*, etc).

En la unidad están presentes las biozonas de palinomorfos: "**Zona 5**", de Askin (1988); biozonas de dinoflagelados: *Palaeoperidium pyrophorum* identificada en Australia y Tasmania y correlacionadas (Bowman *et al.*, 2016) con las biozonas *Palaeocystodinium golzowense* y **NZDP3** de Nueva Zelanda. Los estudios magnetoestratigráficos realizados en la elaboración del presente trabajo, (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican en la unidad las magnetozonas **C27n** y **C26r** cuyo límite entre sí está calibrado actualmente en 62,23 Ma (Daniense) (Fig. 2.33).

La parte inferior de la unidad predominantemente lutítica, se interpreta como depósitos de *offshore* que trasgreden a las facies canalizadas de la unidad infrayacente. La parte superior, más rica en arenas y estructuras sedimentarias tractivas, se interpreta como de plataforma siliciclástica intermareal con presencia conservada de canales mareales.

Su edad sería Daniense superior (62,3-62,2 Ma; Figs. 2.33 y 2.48).

#### 2.3.4.3. Unidad cartográfica 17. Lutitas y areniscas verdosas con persistente laminación en surco con clastos de glauconita

Aparece al sur del cañadón Díaz y en los afloramientos del cabo Wiman, sobre los materiales de la unidad inferior (16). También se ha cartografiado en un pequeño afloramiento en los acantilados de la costa del Mar de Weddell, justo al sur de los afloramientos de la Fm Cross Valley-Wiman (Fig. 2.32).

En cabo Wiman se han registrado 50 m, mientras que en los afloramientos al sur del cañadón Díaz, tiene un espesor relativamente constante de unos 40 m, aunque alcanza 70 m al sur del Filo Negro. Equivale a las partes inferiores de la *TPs3s* de Sadler (1988); y a la *Unidad 4* de Macellari (1988).

En los dos ámbitos de afloramiento principales (cabo Wiman y sur de cañadón Díaz), la base de la unidad se sitúa en los primeros niveles visibles de areniscas laminadas y con estratificación cruzada fácilmente distinguibles en el terreno por su resalte (Figs. 2.39, 2.42 y 2.44B). Se trata de una serie de paquetes de areniscas de grano medio, verdosas, de entre 2 y 5 m de espesor, con una intensa laminación cruzada en surco y con clastos bien seleccionados y redondeados de glauconita, que confieren a las láminas un característico color verde y amarillento muy apreciable (Fig. 2.45 y 2.47). La glauconita en este caso sería detrítica y no autigénica. Al sur de Filo Negro, la unidad en general presenta una marcada estratificación. Las paleocorrientes indican paleoflujos hacia el sudeste y noroeste.

Petrográficamente, las areniscas siguen siendo ricas en cuarzo, en proporción a los fragmentos de líticos y feldespatos. Este último componente en esta unidad experimenta una reducción en proporción, posiblemente a costa de la alta presencia de la glauconita detrítica (Marenssi *et al.*, 2012).

En la unidad están presentes las biozonas de palinomorfos: "**Zona 5**", de Askin (1988); biozonas de dinoflagelados: *Palaeoperidium pyrophorum* identificada en Australia y Tasmania y correlaciona-

das (Bowman *et al.*, 2016) con las biozonas *Palaeocystodinium golzowense* y **NZDP3** de Nueva Zelanda. Los estudios magnetoestratigráficos realizados en la elaboración del presente trabajo, (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican en la unidad la base de la magnetozona **C26r** (Daniense superior) (Fig. 2.33).

Se interpreta como facies de plataforma siliciclástica somera con corrientes tractivas. Dichas corrientes generarían suaves surcos erosivos que darían lugar a los cambios de potencia mencionados.

Su edad sería Daniense superior (62,2-61,9 Ma; Figs. 2.33 y 2.48).

#### 2.3.4.4. Unidad cartográfica 18. Niveles gruesos de areniscas y lutitas, con bivalvos (*Pinna*) y grandes concreciones a techo

La última de las unidades del Alomiembro Sobral-C, solo aflora al sur del cañadón Díaz, no habiéndose observado en cabo Wiman (Fig. 2.33). Se apoya concordante sobre los materiales de la unidad inferior (17).

La parte superior de la unidad está erosionada por la topografía actual, conformando un replano inclinado de unos 10° hacia el Mar de Weddell (Fig. 2.46A). Dicha erosión, genera hacia el sur del Filo Negro, un patrón cartográfico disperso en afloramientos que culminan los relieves más altos en dicha zona. Destaca por su amplitud, el más próximo a la colonia de pingüinos "Adelia" de la isla, situado inmediatamente al NE de punta Sobral (Fig. 2.47).

El espesor máximo preservado es de unos 50 m. Equivale a las partes superiores de la *TPs4* de Sadler (1988); y a la *Unidad 4* de Macellari (1988).

Al norte de collado Sobral, la base de la unidad es relativamente uniforme. Viene determinada por la entrada en la serie de paquetes de areniscas y limolitas de grano medio, más compactas que la unidad infrayacente, que les confiere mayor resalte y escarpe. Las areniscas ya no tienen tanta abundancia en glauconita y su color tiende a rojizo (Figs. 2.44B y 2.46A). En la zona de punta Pingüino, en algunos sectores la base, muestra una superficie canalizada y erosiva ligeramente sobre la unidad 17 (Fig. 2.47).

Entre collado Sobral y el cañadón Díaz, está compuesta por paquetes de areniscas de entre 1 y 3 m de potencia con tendencia general estratocreciente. Los paquetes de areniscas tienen tendencia ganodecreciente y suelen comenzar con areniscas con estratificación cruzada planar y en surco, que hacia arriba incorporan niveles de lutitas y areniscas con laminación paralela y paquetes de areniscas masivas muy bioturbadas. A veces se observan niveles rojizos con óxidos de hierro y horizontes arcillosos ricos en materia orgánica. En la zona de punta Pingüino, las areniscas están menos litificadas y son apreciables grandes *sets* de estratificación cruzada de alto ángulo y asintótica a la base (Fig. 2.47).

Hacia la parte media, es frecuente la presencia de concreciones esféricas y cilíndricas de gran tamaño. Especialmente espectaculares son las que aparecen en los afloramientos próximos al cañadón Díaz. La erosión ha preservado aquí algunas de estas concreciones cilíndricas en posición vertical a modo de columnas, de entre 2 y 3 m de diámetro y 5 m de altura ("pies de elefante", Figs. 2.46B y 5.7A). Este nivel puede continuarse hacia el Mar de Weddell y representa una referencia para observar la geometría erosiva de la Fm Cross Valley-Wiman sobre la Fm Sobral en este sector (Fig. 5.7C).



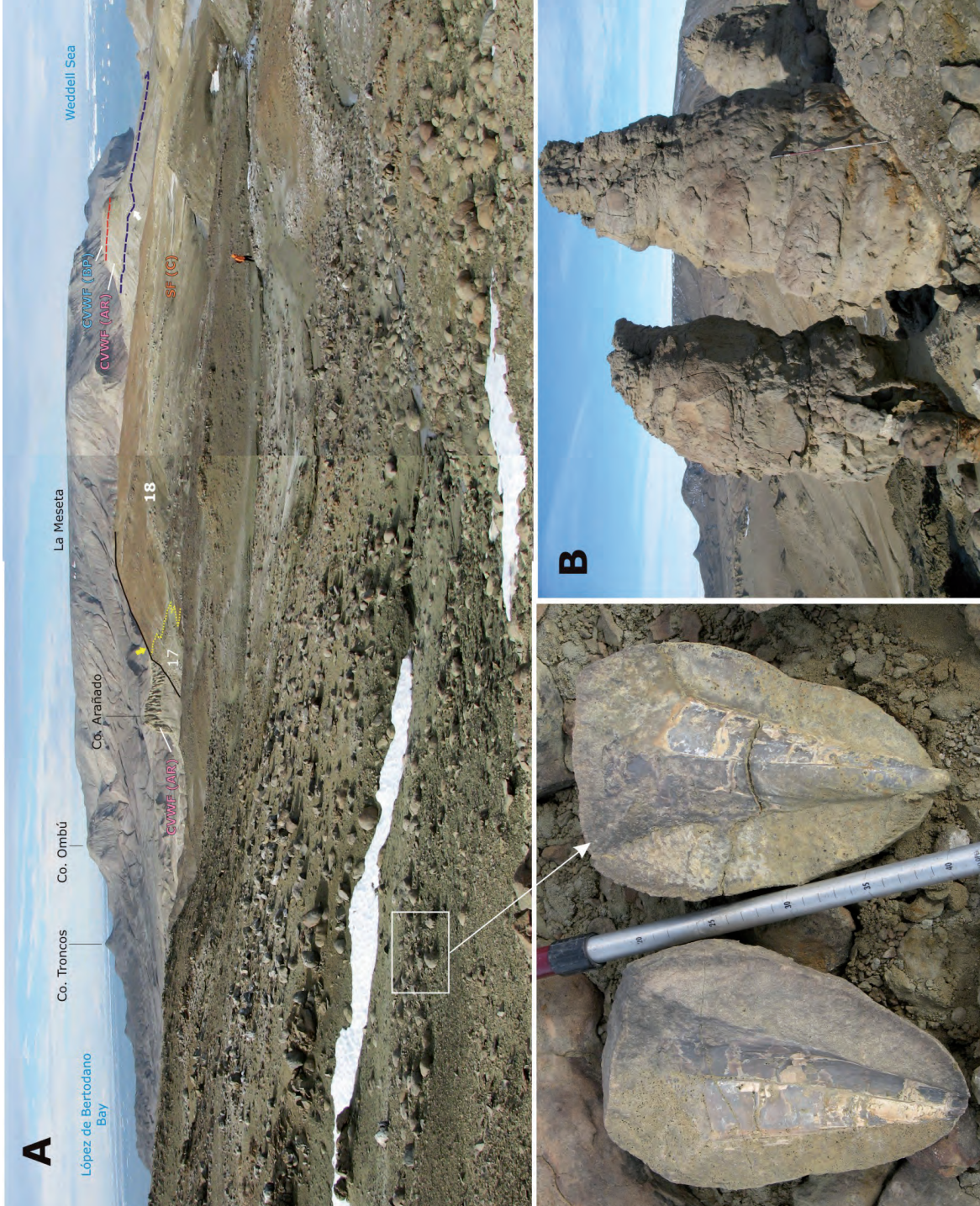
**Figura 2.45.-** Aspecto de campo de la unidad 17, con las areniscas verdosas con laminación cruzada con clastos de glauconita. **A.-** Afloramientos al sur de collado Sobral (S2; Fig. 2.32). Detalle de los clastos bien seleccionados y redondeados de glauconita que confieren a las láminas un característico color verde y amarillento apreciable en el terreno. **B.-** Grandes sets de estratificación cruzada en surco en los afloramientos del cabo Wiman (S1; Fig. 2.32).

La composición petrográfica no varía significativamente para esta unidad, con areniscas ricas en cuarzo frente a líticos y feldespato (Marensi *et al.*, 2012).

En general la presencia de fauna es escasa, aunque en la parte superior de la unidad y en el núcleo de las concreciones esféricas son frecuentes los bivalvos del género *Pinna* que apenas aparecen

en unidades anteriores, lo que favorece su identificación en el terreno (Fig. 2.46A).

En la unidad están presentes las biozonas de palinomorfos: "**Zona 5**", de Askin (1988); biozonas de dinoflagelados: *Palaeocystodinium golzowense* y **NZDP4** de Nueva Zelanda (Bowman *et al.*, 2016). En esta unidad ya no se identifican las biozonas de Australia y



**Figura 2.46.-** A.- Superficie de estratificación, inclinada unos 10° hacia el Mar de Weddell en el techo de la unidad 18 entre el cañadón Díaz y el collado Sobral (S4; Fig. 2.32), con la presencia abundante de concreciones esféricas con frecuentes bivalvos del género *Pinna* (detalle). Al fondo se observa el ligero contraste de color con los depósitos de la unidad 17, y el contacto erosivo (flecha blanca) con las superiores de la Fm Cross Valley-Wiman (S3; Fig. 2.32. Ver detalle en Fig. 5.7B). En la panorámica se observa también la posición en cota más baja de las brechas del cerro Arañado (Alim. Arañado de la CVWF) con respecto a la SF, lo que revela el grado de incisión del paleovalle. B.- Concreciones cilíndricas verticales de la base de la unidad 18 en las proximidades del cañadón Díaz (flecha amarilla de la imagen superior; S3, Fig. 2.32) a modo de columnas de entre 2 y 3 m de diámetro y 5 m de altura (“pies de elefante”).



**Figura 2.47.-** Panorámica hacia el Mar de Weddell (punta Pingüino) de la unidad 18 y su contacto con la 17 (S10; Fig. 2.32). Se muestra la apreciable estratificación de la unidad, el color rojizo de los niveles que contrastan con el verdoso de la precedente (areniscas con glauconita detrítica de la unidad 17, detalle), y la extensa laminación cruzada asintótica a la base que conforma alguno de los niveles (detalle). A la derecha, detalle de la base de la unidad 18 con superficie ligeramente que erosiona ligeramente a los materiales de la unidad 17.

de Tasmania (*Palaeoperidium pyrophorum*), presentes en las unidades anteriores del alomembro. Los estudios magnetoestratigráficos realizados en la elaboración del presente trabajo, (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican en la unidad la magnetozona **C26r** (Daniense superior) (Fig. 2.33).

Los sedimentos de esta unidad, se interpretan como depositados en un ambiente de plataforma siliciclástica somera con tendencia progradante, en donde esta unidad sería la más próxima a la costa y la de menor profundidad con respecto al conjunto de la Fm Sobral. El contenido de los bivalvos del género *Pinna*, presentes en época actual en la zona fótica (menos de 30 m de profundidad), da idea de la someridad de las facies. La zona de punta Pingüino sería aún más somera y afectada por corrientes mareales que conformarían los canales y la laminación cruzada de alto ángulo.

Su edad sería Daniense superior (61,9~61,7 Ma; Figs. 2.33 y 2.48).

## 2.4. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO MARAMBIO

El modelo de edad para el Grupo Marambio está representado en las Figuras 2.48 y 2.49. En ellas se presentan gráficamente los datos cronoestratigráficos más relevantes que atañen al grupo y una curva de tasa de sedimentación de los sedimentos sin descompactar. En ambas figuras aparece la estratigrafía del grupo con las unidades cartográficas del mapa.

### 2.4.1. Datos crono y bioestratigráficos de la Fm Haslum Crag

La Fm Haslum Crag (1) contiene en el área cartografiada los últimos niveles con el amonite *Gunnarites antarcticus* (Weller) asociado con *Anagaudryceras* sp., *Diplomoceras lambi* Spath, *Neophylloceras* sp. y *Pseudophyllites* sp. Otros fósiles incluyen al serpúlido *Rotularia (Australrotularia) fallax* (Wilckens), gasterópodos indeterminados, bivalvos como *Panopea* sp., *Pycnodonte* sp., *Oistotrigonia* sp., abundantes espinas sueltas de equinoideos y madera fósil con perforaciones de teredos (Macellari, 1988; Pirrie *et al.*, 1997; Olivero y Medina, 2000; Olivero *et al.*, 2008). En la Antártida, los niveles con abundancia explosiva de *Gunnarites antarcticus* corresponden al Maastrichtiense temprano (Olivero y Medina, 2000; Crame *et al.*, 2004). En esta formación se incluye también la Zona 1 de Askin (1988) de dinoflagelados (Fig. 2.48).

Además de estos datos, Crame *et al.*, (2004) dan, para la base de los depósitos Maastrichtienses de la cuenca James Ross en la isla Vega (Fm Snow Hill Island), una de edad basada en isótopos de Sr de 71 Ma. Según los mismos autores esta datación se sitúa a unos 300 m de serie por debajo de los depósitos más antiguos registrados en isla Marambio (por debajo de la base de la Fm Haslum Crag).

Recientemente Milanese (2018), ofrece estudios magnetoestratigráficos en la Isla Snow Hill, realizados en series equivalentes con las observadas en isla Marambio de la Fm Haslum Crag y base de la Fm Lopez de Bertodano (Olivero *et al.*, 2008), donde identifica el cron C31r para esta formación, incluido por entero en el Maastrichtiense. La autora además, identifica en la base del Miembro Sanctuary Cliffs de la Fm Snow Hill Island (infrayacente), los cronos C32n-1n y C32n-1r base del Maastrichtiense; y el cron C32n-2n techo del Campaniense, por lo que el límite entre el Campaniense-Maastrichtiense puede situarse en la base del Miembro Sanctuary Cliffs. Estos cronos, junto con el espesor de la serie con-

junto de las Fms. Snow Hill Island y Haslum Crag, se han incluido en la curva de tasa de sedimentación (Fig. 2.49), mediante la que se obtienen edades absolutas de las unidades por interpolación.

### 2.4.2. Datos crono y bioestratigráficos de la Fm López de Bertodano

Las unidades 2 a 9 de la Fm López de Bertodano se refieren al Maastrichtiense sobre la base de su fauna de amonites (Macellari, 1986; Olivero y Medina, 2000), por su posición estratigráfica intermedia entre el límite K-Pg, 66,04 Ma (Elliot *et al.*, 1994) y la Fm Haslum Crag, que contiene los últimos niveles con *Gunnarites antarcticus* del Maastrichtiense inferior (Fig. 2.48). Además en la isla Snow Hill, Milanese (2018) identifica el cron C31r, sobre unidades equivalentes a 2, 3 y base de 4 de isla Marambio (Fig. 2.49).

El límite Maastrichtiense inferior-superior se ha colocado tentativamente en los niveles con belemnites de la unidad 5, dados por relación isotópica de Sr (0,707787) en 67,5 Ma (Crame *et al.*, 2004). Asimismo, los mismos autores dan una edad preliminar también por isótopos de Sr (0,707831) de 65,8 Ma a unos 200 m por debajo del límite K-Pg (parte alta de la unidad 8, aproximadamente). Sin embargo, los datos magnetoestratigráficos de Tobin *et al.* (2012), cuestionan severamente estas dataciones, haciéndolas mucho más modernas de las edades que ofrecen los cronos magnetoestratigráficos. Según esta magnetoestratigrafía, cuyo muestreo comienza en la base de la unidad 5, se identifican con bastante claridad las magnetozonas C29n (parte), C29r, C30n, C30r, C31n, y C31r (parte). Estos magnetocronos confirman la edad Maastrichtiense para estas unidades y ofrece un modelo de edad que permite extrapolar en Ma las edades de las unidades (Figs. 2.48 y 2.49). Así por ejemplo, el anteriormente mencionado límite entre el Maastrichtiense inferior y superior (últimos belemnites), estaría datado en 69,8 Ma y no en 67,5 Ma tal como datan el Sr (Fig. 2.49).

Otros datos bioestratigráficos disponibles como: foraminíferos (Huber, 1988); Palinomorfos (Askin, 1988; Zonas 2-4); Dinoflagelados (Bowman *et al.*, 2012); y Rotularias (Macellari, 1988), confirman esta edad Maastrichtiense.

Las unidades cartográficas 10 y 11 corresponden al Daniense por su posición estratigráfica concordante sobre el límite K-Pg, cuya datación absoluta de 66,04 Ma, corresponde con el nivel de Iridio estudiado por Elliot *et al.* (1994). En dichas unidades se ha establecido la base de la biozona Zona 5 de palinomorfos (Askin, 1988); así como las de dinoflagelados *Hystrichosphaeridium tubiferum* y *Trithyrodinium evittii*, ambas pertenecientes al Daniense inferior (Bowman *et al.*, 2012). Dichas biozonas son correlacionadas a su vez por Bowman *et al.* (2016) con las biozonas NZDP1 y NZPD2 establecidas en el E de Nueva Zelanda, pertenecientes ambas al Daniense inferior. Ambas unidades son cortadas por la superficie erosiva basal de la Fm Sobral (Fig. 2.48).

Estudios magnetoestratigráficos obtenidos en el transcurso de la cartografía geológica (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019), sobre estas dos últimas unidades de la formación (S2, Fig. 2.48), confirman los magnetocronos C29r y C29n, identificados también por Tobin *et al.* (2012), reforzando así el modelo de edad (Figs. 2.48 y 2.49).

### 2.4.3. Datos crono y bioestratigráficos de la Fm Sobral

La Fm Sobral ofrece poco contenido faunístico bioestratigráfico. Su edad está basada en palinomorfos (Zona 5 de Askin, 1988);

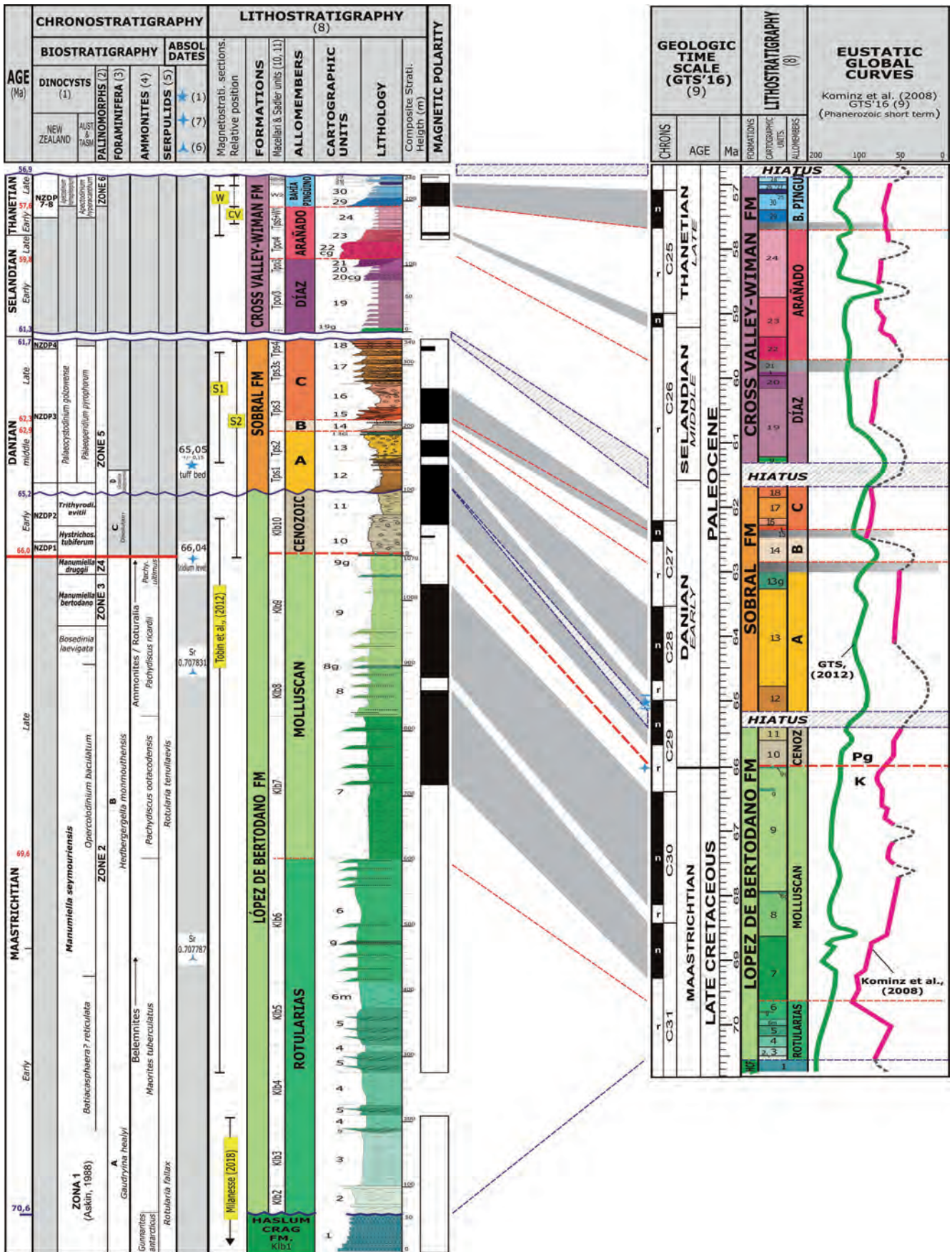
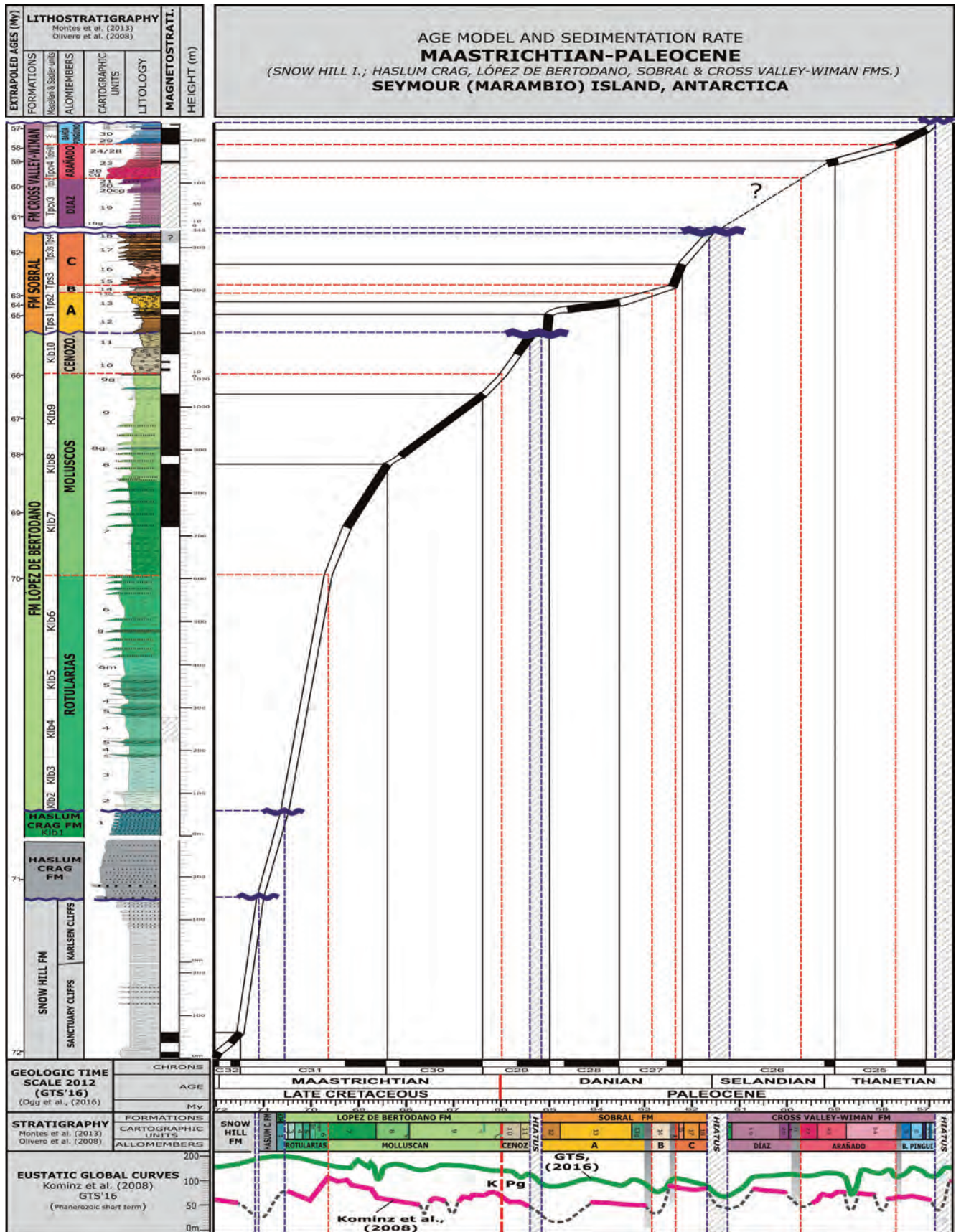


Figura 2.48.- Modelo de edad del Grupo Marambio con la Fm Cros Valley-Wiman, con la compilación de datos lito- y cronoestratigráficos, y la correlación con la Escala de tiempo geológico GTS'16. Referencias: (1) Bowman et al. (2016). Correlación con E de Nueva Zelanda: a.- Crouch et al. (2014); b.- Wilson (1984, 1987, 1988); y el SE de Australia y E del Tasman Plateau: c.- Partridge (2006); (2) Askin (1988); (3) Huber (1988); (4) Olivero and Medina (2000); (5) Macellari (1988); (6) Crame et al. (2004); (7) Elliot et al. (1994). (8) Montes et al. (2013, 2019); (9) Ogg et al. (2016); (10) Macellari (1988); (11) Sadler (1988). Magnetoestratigrafía del Maastrichtiense de Milanesse (2018) y Tobin et al., (2012). Magnetoestratigrafía del Paleoceno de Beamud, et al. (2015) y Montes et al., (2019b). Curvas del nivel del mar de Komitz et al. (2008) y GTS'16.



**Figura 2.49.-** Modelo de edad y curva de tasa de sedimentación del Grupo Marambio con la Fm Cross Valley-Wiman, obtenida al confrontar el espesor de serie en m (con los datos cronoestratigráficos) y la GTS'16 en Ma (Ogg et al., 2016). En color, unidades aflorantes en isla Marambio (Montes et al., 2013) con la equivalencia con las unidades de Macellari (1988) y Sadler (1988). En gris, unidades aflorantes en la isla Cerro Nevado (Olivero et al., 2008). Las edades de las distintas unidades (Fig. 2.48), se obtienen por interpolación con la curva de tasa. Datos magnetoestratigráficos de Beamud et al. (2015); Montes et al. (2019b); Tobin et al. (2012) y Milanese (2018). Cuando se compara la cronoestratigrafía obtenida con las curvas eustáticas más recientes de Kominz et al. (2008) y las compiladas en la GTS'16, el gráfico muestra como las superficies erosivas en la serie corresponden a hiatos de importancia, coherentes con bajadas en las curvas eustáticas.

dinoflagelados (biozonas NZDP3-NZDP4 y *Palaeocystodinium golzowense*, del E de Nueva Zelanda; y biozona *Palaeoperidium pyrophorum* del SE de Australia y E de la Plataforma de Tasmania, identificadas por Bowman *et al.* (2016); y foraminíferos planctónicos (Zona D de Huber, 1988), obtenidos en la base de la formación (12). Esta bioestratigrafía ofrece una edad Daniense para el conjunto de la formación (Fig. 2.48).

Bowman *et al.*, (2016), datan mediante U-Pb, zircones en una cinerita volcánica incluida en la unidad 12 (nivel tf de la cartografía), en una edad de 65,05±0,15 Ma. Así mismo, los estudios magnetoestratigráficos preliminares obtenidos en el transcurso de la cartografía geológica (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b), realizadas en las secciones S1 (cabo Wiman) y S2 (cerca de collado Sobral) (Figs. 2.33 y 2.48) sobre las sedimentitas de esta formación, identifican bien los magnetocrones C26r (parte), C27n, C27r, C28n, C28r y C29n. Estas magnetozonas son coherentes con la edad absoluta de la cinerita antes mencionada y con la bioestratigrafía de dinocistos, confirmando la edad Daniense para la formación (Fig. 2.48).

#### 2.4.4. Curva de tasa de sedimentación y datación de las unidades

Estos datos cronoestratigráficos (bio-, químico- y magneto-), se han posicionado lo más exactamente posible en la columna general conjunta de las formaciones: Fm Haslum Crag, Fm López de Bertodano y Fm Sobral. En el gráfico (Fig. 2.48), aparecen las unidades estratigráficas junto con su equivalencia sobre las respectivas notaciones de Macellari (1988) y Sadler (1988) y cuyo espesor se ha calibrado mediante cortes geológicos de detalle sobre la cartografía realizada a escala 1:10.000. Para dar continuidad a la serie del paleoceno, se ha incluido también los datos de la Fm Cross Valley-Wiman, que se explican más adelante en la estratigrafía del Gr. Seymour.

En la Fig. 2.49, estos registros se confrontan a su vez con la Escala de Tiempo Geológico de Ogg *et al.*, (2016) (GTS'16). La correlación así realizada, da como resultado una curva que representa las variaciones en la tasa de sedimentación (m frente a Ma) de los depósitos sin descompactar de las formaciones Fm Haslum Crag, Fm López de Bertodano, Fm Sobral y Fm Cross Valley-Wiman. Finalmente sobre esa curva se interpolan los diferentes límites de las unidades cartográficas, obteniéndose así sus edades absolutas.

Las edades de las unidades cartográficas aflorantes que se derivan, son las siguientes:

#### Fm Haslum Crag (HGF): ~71,1--70,6 (Maastrichtiense inferior)

Techo de Fm Haslum Crag (1): ~70,6 Ma

#### Fm López de Bertodano (LBF): ~70,6--65,4 Ma (Maastrichtiense inferior-Daniense inferior)

Alm. **Rotularia**: ~70,6--69,6 Ma (Maastrichtiense inferior-superior)

Unidad 2: ~70,6--70,5 Ma (Maastrichtiense inferior)

Unidad 3: 70,5-70,4 Ma (Maastrichtiense inferior)

Unidad 4: 70,4-70,2 Ma (Maastrichtiense inferior)

Unidad 5: 70,2-70,0 Ma (Maastrichtiense inferior)

Unidad 6: 70,0-69,6 Ma (Maastrichtiense inferior-superior)

Alm. **Moluscos**: 69,6-66,0 Ma (Maastrichtiense superior-Daniense basal)

Unidad 7: 70,0-68,6 Ma (Maastrichtiense superior)

Unidad 8: 68,6-67,9 Ma (Maastrichtiense superior)

Unidad 9: 67,9-66 Ma (Maastrichtiense superior-Daniense basal)

Alm. **Cenozoico**: 66,0--65,4 Ma (Daniense inferior)

Unidad 10: 66,0-65,6 Ma (Daniense inferior)

Unidad 11: 65,6--65,4 Ma (Daniense inferior)

#### Fm Sobral (SF): ~65,2--61,7 Ma (Daniense medio-superior)

Alm. **Sobral A (Inferior)**: ~65,2--63,0 (Daniense medio)

Unidad 12: ~65,2-64,8 Ma (Daniense medio)

Unidad 13: 64,8-63,3 Ma (Daniense medio)

Unidad 13G: 63,3--63,0 Ma (Daniense medio)

Alm. **Sobral B (Medio)**: ~62,9--62,5 Ma (Daniense superior)

Unidad 14: ~62,9--62,5 Ma (Daniense superior)

Alm. **Sobral C (Superior)**: ~62,4--61,7 Ma (Daniense sup.)

Unidad 15: ~62,4-62,3 Ma (Daniense superior)

Unidad 16: 62,3-62,2 Ma (Daniense superior)

Unidad 17: 62,2-61,9 Ma (Daniense superior)

Unidad 18: 61,9--61,7 Ma (Daniense superior)

Como puede observarse, en el gráfico aparecen hiatos que se justifican por la presencia en la serie de grandes superficies erosivas en las bases de las formaciones. El lapso temporal de dichos hiatos se argumenta en el apartado siguiente a la luz de la interpretación sedimentaria de la geometría de los depósitos, estudio de las facies y su relación con la curva eustática global.

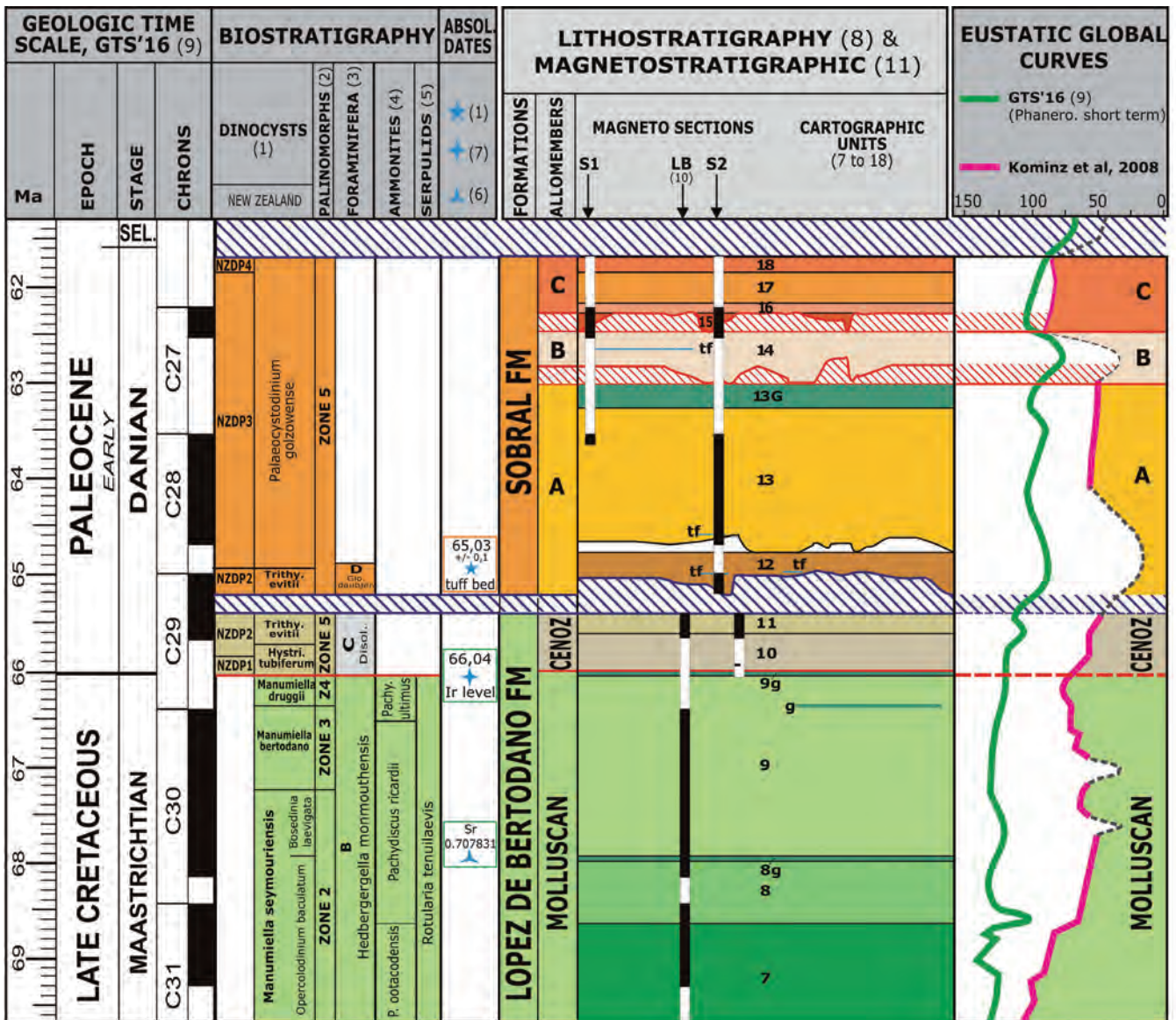
## 2.5. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA DEL GRUPO MARAMBIO

Del análisis sedimentológico de las distintas facies marinas que componen los sedimentos de Grupo Marambio, pueden inferirse diferentes ambientes sedimentarios cuya tendencia en último término son reflejo de bajadas o subidas del nivel relativo del mar. De esta forma las grandes superficies erosivas son interpretadas como bajadas bruscas del nivel del mar en procesos de regresión forzada y las diferentes relaciones entre las facies sedimentarias como cortejos transgresivos o regresivos. Estas interpretaciones se han realizado tomando como base las realizadas desde el punto de vista sedimentológico por Macellari (1988), Olivero *et al.*, (2008), Crame *et al.*, (2004), así como las observaciones realizadas a lo largo de la elaboración de la cartografía.

Cuando se compara la cronoestratigrafía obtenida con las curvas eustáticas más recientes de Kominz *et al.* (2008) y las compiladas en la GTS'12 (Gradstein y Ogg, 2012), el gráfico muestra como las superficies erosivas en la serie corresponden a hiatos de importancia, coherentes con bajadas en las curvas eustáticas. Así, el gran valle incidido representado por la Fm Cross Valley-Wiman, coincide con la base del Selandiense, definida por una bajada eustática global de amplio registro. Así mismo, hay una buena correlación entre los cortejos transgresivos y regresivos y superficies de máxima inundación que, comúnmente en las plataformas siliclásticas, cuentan con una mayor abundancia de glauconita.

### 2.5.1. Fm Haslum Crag

Las características sedimentológicas de los depósitos de la formación hacen que se interpreten como relleno de canales mareas dentro de un contexto regresión forzada por bajada del nivel



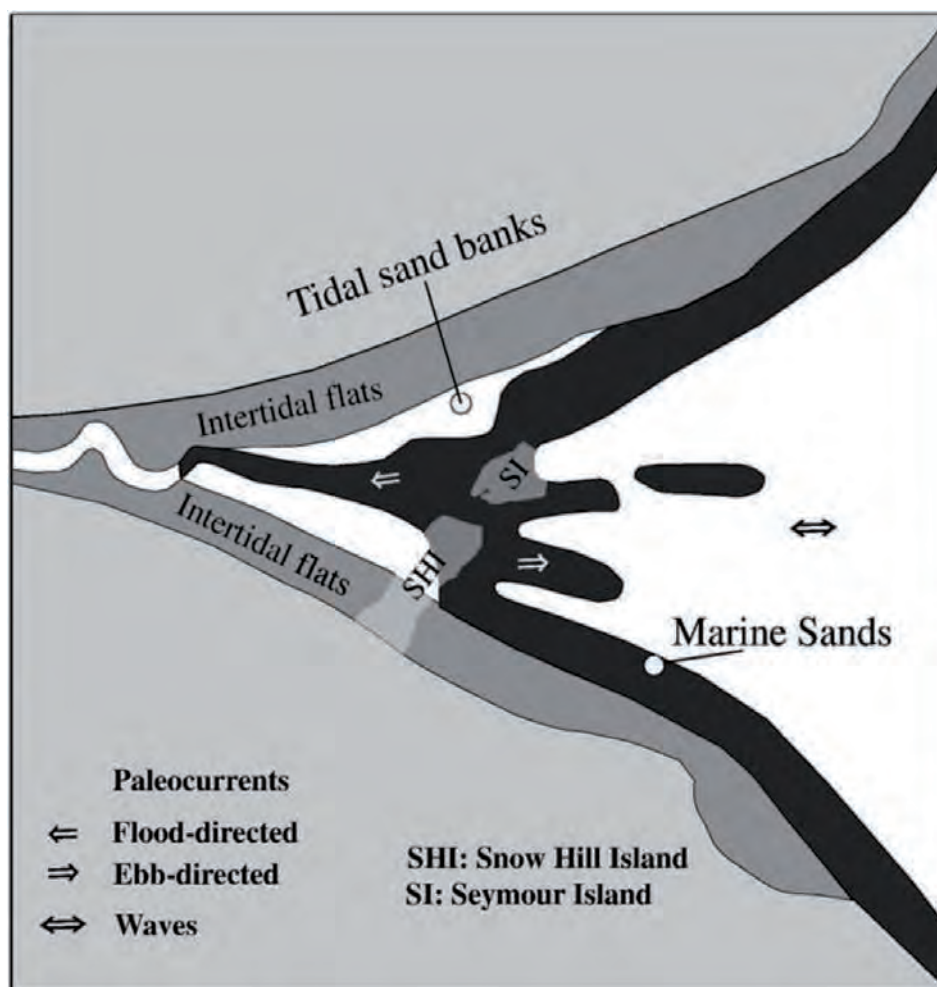
**Figura 2.50.-** Esquema cronoestratigráfico de la parte superior de las formaciones y alomembros del Grupo Marambio, con el contenido bio-, quimio- y magnetoestratigráfico. Situación de las columnas y correlación de las secciones magnetoestratigráficas disponibles. La correlación magnetoestratigráfica con el patrón de la GTS'16, se encuentra de forma más detallada en la Fig. 2.48. Referencias: (1) Bowman *et al.* (2016); (2) Askin (1988); (3) Huber (1988); (4) Olivero and Medina (2000); (5) Macellari (1988); (6) Crame *et al.* (2004); (7) Elliot *et al.* (1994). (8) Montes *et al.* (2013); (9) Ogg *et al.* (2016); (10) Tobin *et al.* (2012); (11) Montes *et al.* (2019). Curvas eustáticas: GTS'16 y Komiz *et al.* (2008).

relativo del mar. Su base es un superficie erosiva que aflora en la isla Snow Hill (Olivero *et al.*, 2008). A la luz de la curva eustática esta superficie tentativamente podría relacionarse con la gran bajada que se produce en el Maastrichtiense inferior (~71 Ma, Fig. 2.49). Las facies mareales se depositarían dentro de un contexto de nivel del mar en ascenso.

### 2.5.2. Fm López de Bertodano

Los paleoambientes sedimentarios de la Fm López de Bertodano han sido interpretados de maneras contrapuestas: a.- plataforma interna, con influencia deltaica y estuarina (Macellari, 1988, Olivero *et al.*, 2007, 2008); o b.- marino profundo, plataforma distal (Crame *et al.*, 2004; Dutton *et al.*, 2007). Las características de la discordancia basal, cuya magnitud requiere erosión subaérea, las facies sedimentarias con rasgos mareales característicos, y el hallazgo de posibles icnitas de dinosaurios en niveles equivalentes en la isla Snow Hill (Olivero *et al.*, 2008), favorecen la idea de ambientes relativamente someros con influencia deltaica y estuarina, al menos para las unidades basales (Fig. 2.51).

Según esta interpretación, la base erosiva de la Fm López de Bertodano, sería coincidente con la bajada en la curva eustática curva de Komiz *et al.* (2008) que se produce ~70,6 Ma. Las facies predominantemente lutíticas pertenecientes al Alomembro Rotularias (LB-A), (2 a 5) se depositarían en un contexto de bajada en la curva eustática. Esta interpretación es asimismo coherente con la interpretación de Olivero *et al.* (2008). Las unidades 4 y 5, mas areno-lutíticas y laminadas se interpretan como canales mareales en un contexto estuarino y somero (icnitas de dinosaurios) progradante lo que es consistente con el nivel del mar en bajada. A partir de la unidad 6, la sedimentación se hace más profunda, con el deposito de la unidad margosa 6m y la presencia de capas con glauconita (6g), que sugieren episodios de máxima inundación compatibles con el cambio de tendencia en la curva eustática hacia el ascenso. Normalmente la glauconita se asocia a bajas tasas de sedimentación que sin embargo no se registran en la curva en este caso. La parte alta de la unidad 6 incorpora más niveles detríticos consistentes con una progradación de facies con nivel del mar en ascenso y altas tasas sedimentarias (Figs. 2.48 y 2.49).



**Figura 2.51.-** Esquema simplificado tomado de Olivero *et al.* (2008), que muestra la distribución geomorfológica y de facies de un estuario (o bahía protegida) dominado por mareas. Se indica la situación paleogeográfica interpretada y la distribución de las facies de las unidades basales de la Fm López de Bertodano en el NE de Snow Hill Island (SHI) y el SO de la Isla Seymour (SI).

La unidad 7 es la base de las *Unidades de Moluscos* de Macellari (1988) y del **Alomamiento Moluscos (LB-B)**, aquí definido (Fig. 2.50). La gran variedad de fauna que experimenta esta unidad (Olivero, 2012; Witts *et al.*, 2015) así como sus características sedimentológicas, llevaron a interpretar esta unidad como depositada en una plataforma externa y tranquila dentro de un contexto transgresivo (Macellari, 1988; Olivero, 2012, Witts *et al.*, 2015). Las facies más profundas con respecto a las unidades anteriores (facies con moluscos de mar abierto), sería consistente con los perfiles de mar alto en ambas curvas.

Las unidades siguientes 8 y 9, mantendrían en rasgos generales las mismas características de facies, si bien incorporan cada vez más niveles areniscosos y de glauconita. Esta interpretación es consistente tanto por el contenido faunístico (Macellari, 1988), como por la presencia de diversos y constantes niveles de areniscas con glauconita. Este mineral autigénico es común en las zonas de *offshore* de las plataformas siliciclásticas y frecuentemente está asociado a bajas tasas de sedimentación terrígena (Odin, 1988; Harris y Whitin, 2000). Las curva de GTS'16 para estas unidades, se mantiene a un mismo nivel, con tendencia general a la baja en la de Kominz, aunque en ambas se reconocen algunos descensos bruscos. Uno de ellos coincide con la base de la unidad 8 (magnetocron C31n de Tobin *et al.*, 2012), que culmina con el nivel de glauconita 8g, en cuyo lecho se hayan gran cantidad de plesiosaurios marinos. Este nivel indicaría una baja tasa de sedimentación coherente con el nivel de máxima inundación derivada del ascenso eustático en la curva GTS'16. La base de la

unidad 9 incorpora niveles detríticos gruesos coherentes con una progradación desde la plataforma con bajada del nivel del mar. Hacia el techo de dicha unidad vuelven los niveles de glauconita tener presencia y continuidad hasta culminar con el límite K-Pg, todo dentro de un contexto compatible con el ascenso de las curvas eustáticas (Fig. 2.50).

Las unidades 10 y 11, del **Alomamiento LB-C (Cenozoico)**, muestran un aumento en el tamaño de grano y una mayor presencia de madera fósil lo que sugiere un ambiente sedimentario más superficial (Macellari, 1988), que coincide con la tendencia a la baja de la curva eustática (Fig. 2.50).

Desde el punto de vista paleoambiental, Bowman *et al.* (2014a) detectan en la serie tres picos en la abundancia del dinogelgado *Impletosphaeridium clavus* en la serie de la LBF (A.-base unidad 5; B.- parte media unidad 6; C.- base de la unidad 8). Este taxón es propio de aguas marinas frías y podría sugerir episodios de enfriamiento con estratificación temporal de aguas poco profundas marinas con posibilidad de hielo en el mar, alternando con periodos más suaves cuando las aguas se mezclan. Los autores también sugieren que este enfriamiento pudiera ocasionar glaciares en cotas superiores en el interior del continente antártico ya en el Cretácico.

A partir del último de los episodios fríos marcados por el taxón mencionado, diversos trabajos paleoclimáticos basados en estudios isotópicos (Tobin *et al.*, 2012) y análisis de palinomorfos (Bowman, *et al.*, 2014a,b), señalan un calentamiento significativo de

las aguas en la parte alta de la LBF y hasta el límite K-Pg. Este calentamiento se relacionan con extinciones en la microfauna de la unidad 9 antes del límite K-Pg y, a su vez, sería simultáneo con diferentes fases del vulcanismo masivo de los *Deccan Traps* de India (Tobin *et al.*, 2012). Sin embargo, estos cambios paleoambientales previos al evento K-Pg, no parecen afectar a la macrofauna de amonites y moluscos bentónicos (Witts *et al.*, 2016).

Las fluctuaciones en la temperatura mencionadas anteriormente, son asimismo compatibles con la flora deducida en la Península Antártica en base al estudio de palinomorfos de la LBF (Bowman *et al.*, 2014b), donde se remarca el clima húmedo y cálido durante la sedimentación de la unidad 9. Según dichos estudios, el flanco oriental de la Península Antártica durante el Maastrichtiense estaría compuesto por una selva tropical templada mixta en las tierras bajas y medias compuestas principalmente por *Nothofagus* y *Lagarostrobos* (pino de Tasmania) que ocuparía los hábitats super húmedos a lo largo de los márgenes de los ríos. Lagunas de agua dulce albergarían helechos acuáticos y algas verdes con diversos tipos de plantas de clima húmedo como musgos y helechos. En altitudes más altas, la vegetación se parecería a un brezal abierto que se extendería más allá de la línea de árboles de los bosques de araucarias (Fig. 2.52).

### 2.5.3. Fm Sobral

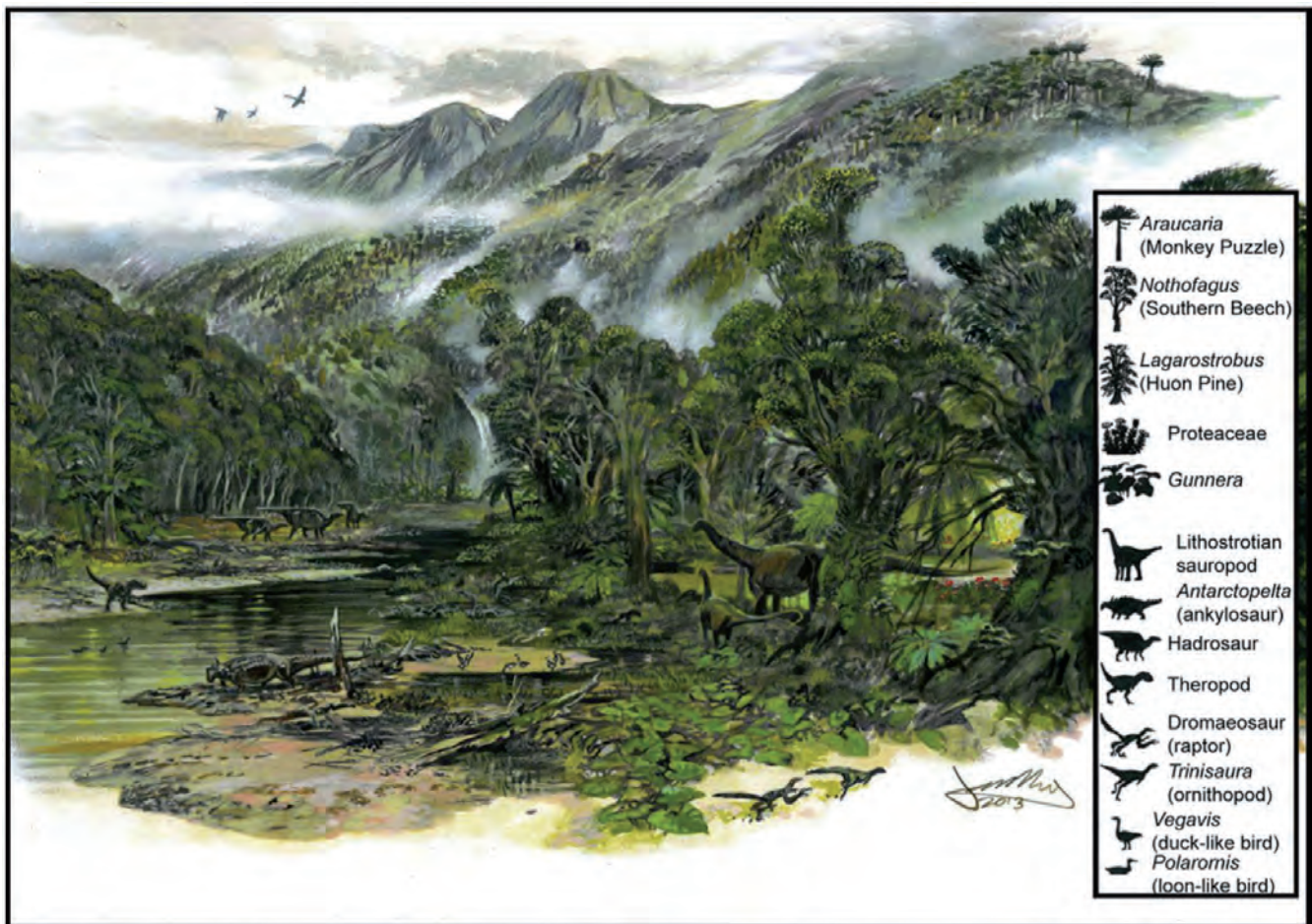
La gran superficie erosiva que constituye la discontinuidad basal de la unidad se interpreta como un nivel erosivo originado sobre una plataforma marina siliciclástica durante un periodo regresivo,

como consecuencia de una bajada brusca del nivel relativo del mar. La geometría alabeada de dicha superficie (Fig. 2.32), sugiere que el fondo quedaría labrado por una serie de paleocanales perpendiculares a la línea de costa.

Según la correlación (Figs. 2.48, 2.49 y 2.50), esta bajada del nivel del mar relativo es coherente con la que se produce entre 65 y 66 Ma en ambas curvas eustáticas (dentro del magnetocron C29n). Las relaciones geométricas de la superficie erosiva (Fig. 2.32), muestra una magnitud de truncamiento observado de entre 30-40 m, lo que es coherente a su vez con la magnitud de la bajada según la curva eustática ~30 m.

Los depósitos suprayacentes del inicio del **Alomiembro Sobral A** (12), fueron interpretados como facies prodeltaicas (Macellari, 1988). Sin embargo, las estructuras sedimentarias y su contexto estratigráfico permitirían más bien interpretarlos como ritmitas relleno de canales de mareas más propios de un contexto estuarino. Estas facies rellenarían rápidamente y con gran tasa de sedimentación, el espacio de acomodación por el valle incidado, base de la formación. A su vez, este ambiente de aguas tranquilas, propiciaría la conservación de la cinerita presente hacia el techo de la unidad y datada en 65,03 +/-0,1 Ma (Bowman *et al.*, 2016) (Fig. 2.50).

La base erosiva de la siguiente unidad (13), representaría un nuevo episodio de bajada relativa del nivel del mar. Sus sedimentos, sin embargo serían profundizantes con respecto a la anterior como lo atestiguan la presencia en ella de nódulos con fauna de moluscos de plataforma (gasterópodos, equinoideos, corales, etc.),



**Figura 2.52.-** Impresión artística (James McKay, Universidad de Leeds, tomado de Bowman *et al.*, 2014b) del flanco oriental de la Península Antártica durante el Maastrichtiense. La composición de la vegetación y los tipos de hábitat se basan en los parientes vivos más cercanos de la palinoflora terrestre de la isla Seymour discutida en Bowman *et al.* (2014b). La fauna es la conocida a partir del registro fósil del Cretácico de la Cuenca James Ross.

lo que sugieren un contexto transgresivo para el depósito, que en conjunto, sería coherente con la subida de las curvas eustáticas. Sin embargo el descenso relativo del nivel del mar, deducido para la base de la unidad 12 (superficie erosiva), no es posible relacionarlo con ningún evento en la curva eustática, por lo que su origen habría que buscarlo más bien en las variaciones en la subsidencia de la cuenca. En este sentido la presencia de niveles de cineritas (tf) dentro de la unidad 13 y hacia el techo de la precedente (S1, Fig. 2.33), así como la riqueza en elementos volcánicos en la composición de las arenas (Macellari, 1988; Hoffman, 1991), sugiere un vulcanismo contemporáneo que podría ser el origen de creación de relieve en la Península Antártica y las variaciones de la subsidencia citadas (Fig. 2.50).

Los niveles glauconíticos culminantes de la unidad (13G) representarían un nivel de máxima inundación con escasa tasa de sedimentación, dentro del mismo contexto transgresivo (Odin, 1988; Amorosi, 1995; Harris y Whitin, 2000), que coincide excepcionalmente bien con el nivel más alto de la curva en este tramo (cronos C28n y C27r; S2, Fig. 2.33) y la disminución de la pendiente de tasa sedimentaria. Así pues el conjunto del Alm. Sobral A puede interpretarse como un ciclo regresivo-transgresivo (Fig. 2.50).

La base de **Alomiembro Sobral B** (14), es una superficie erosiva de escasa entidad pero apreciable en el terreno, siendo su magnitud de unos 10-15 m (Figs. 2.33 y 2.34). El conjunto del alomiembro se interpreta como facies de plataforma externa depositadas en un contexto transgresivo sobre una superficie erosiva producida por una bajada relativa del nivel del mar (Fig. 2.50).

La superficie basal del **Alomiembro Sobral C**, erosiona unos 25 m a la unidad precedente (Figs. 2.33 y 2.34) y se interpreta de igual forma como producida por una bajada del nivel del mar relativo.

La curva eustática para este tramo es bastante estable pero en detalle muestra pequeños ascensos y descensos. El primero de ellos (~62,6) podría coincidir con la erosión de la base del Alm. Sobral B y el segundo (~61,8) con la base del Alm. Sobral C. En ambos casos son coherentes las magnitudes de erosión y los metros de bajada del nivel del mar que muestra la curva. Se destaca además que el contacto erosivo entre las unidades 14 y 15 (base del Alm. Sobral C) se encuentra incluido dentro del cron de polaridad normal registrado en la serie magnetoestratigráfica S2, correlacionado con el C27n. Precisamente dentro de este cron es donde se encuentra la segunda de las pequeñas bajadas en la curva eustática (Fig. 2.50).

La unidad 15 se instala sobre la base erosiva del Alm. Sobral C. La geometría de relleno en *onlap* sobre dicha superficie, sugiere su interpretación como relleno de un paleocanal, probablemente con influencia mareal. Las tres litofacies suprayacentes (16, 17 y 18), fueron interpretadas como facies de prodelta, frente deltaico y llanura deltaica, respectivamente con dirección de aporte hacia el SE dentro de un contexto regresivo (Macellari, 1988). Sin embargo, la ausencia de facies típica de progradación deltaica (lóbulos, facies canalizadas, etc.) y la continuidad y extensión de las facies, hace más plausible su interpretación como depósitos de plataforma marina siliciclástica progradante (Sánchez y Marensi, 1992). El conjunto de este Alm. Sobral C, representaría por tanto un ciclo compuesto con una primera etapa regresiva con erosión y relleno con facies de canal mareal (15), una segunda etapa transgresiva (16) y por último un cortejo regresivo conformado por las distintas unidades de plataforma siliciclástica (17 y 18).

Teniendo en cuenta la curva eustática, la tendencia general de progradación de facies para este último alomiembro, se produciría

en un contexto de nivel del mar prácticamente estable y por ello siguiendo los modelos, estaría ocasionado fundamentalmente por un aumento en la tasa de sedimentación. Este incremento en la tasa viene bien reflejado en el gráfico por un apreciable aumento en la pendiente de la curva sedimentaria (Fig. 2.50).

La Fm Sobral está truncada por la superficie erosiva del valle incidido que representa la Fm Cross Valley-Wiman y que según los postulados puestos en juego deberían corresponder a una apreciable bajada relativa del nivel del mar. Para el tramo de la curva y según las edades interpoladas de las unidades, dicho descenso se correspondería bien con el que se produce en la curva eustática entre 61 y 60,5 Ma (ver apartado correspondiente del Grupo Seymour). Esta bajada del nivel de mar se utiliza entre otros, como criterio de establecimiento de la base del Selandiense (GTS'16) (Fig. 2.50).

#### 2.5.4. Implicaciones de las nuevas edades del Grupo Marambio

Tal como puede observarse y a la luz del alto grado de concordancia entre las facies sedimentarias, geometrías de las superficies erosivas, edad de los depósitos (datos bio, químico y magnetoestratigráfico) y los eventos de ascenso y descenso del nivel del mar global, registrados en las curvas eustáticas de Kominz *et al.* (2008) y GTS'16 (Ogg *et al.*, 2016), puede decirse que:

- La base de los depósitos de la Fm López de Bertodano se sitúa a ~70,6 Ma, sobre los sedimentos de la Fm Haslum Crag, la cual contiene las últimas apariciones del amonite *Gunnarites antarcticus* (Weller). Por lo tanto la edad de la base de la Fm López de Bertodano sería la edad de la parte alta de la biozona representada por dicho taxón en la cuenca James Ross.
- De los tres factores que controlan la sedimentación en las cuencas: subsidencia, tasas de sedimentación y eustatismo, esta última señal eustática sería la dominante en la cuenca de James Ross al menos para los depósitos de la parte alta del Grupo Marambio (Maastrichtiense-Paleoceno).
- Los niveles ricos en glauconita próximos al límite K-Pg representarían los depósitos del máximo transgresivo o superficie de máxima inundación de una secuencia transgresiva que se iniciaría en la parte media de la unidad 9. Por lo tanto dicho límite además de su importancia cronoestratigráfica, puede ser considerado también como límite secuencial, lo que justifica y refuerza la división de la Fm López de Bertodano en los alomiembros Moluscos (LB-B) y Cenozoico (LB-C).
- La base de la Fm Sobral estaría datado en ~65,2 Ma dentro del Daniense. La edad de su techo es de 61,7 Ma, edad que coincide con la bajada eustática que origina la formación suprayacente Fm Cross Valley-Wiman y, que además, se utiliza como base del Selandiense, según la GTS'16. Por lo tanto la Fm Sobral, se situaría íntegramente dentro del Daniense.
- La Fm Sobral consiste en lutitas, margas y areniscas con clastos de cuarzo y fragmentos volcánicos silíceos y una fracción de minerales pesados enriquecida en granates (Macellari, 1988; Hoffman, 1991). Esta composición litológica indica una procedencia metamórfica y de cenizas volcánicas riolíticas contemporáneas, muy probablemente vinculadas a la construcción simultánea del edificio del arco magmático de la Península Antártica. Por lo tanto para el caso de la Fm Sobral, no es descartable que la creación de este relieve volcánico, además de la influencia preponderante de las oscilaciones eustáticas del nivel del mar, fuera la causa de la generación de las incisiones y superficies erosivas que se observan, tanto en la base, como dentro de la Fm Sobral. Un ejemplo de dicha influencia sería la erosión en la base de la unidad 13, sin correlación con ningún evento eustático.

- De aceptarse el punto anterior, debería existir un vulcanismo de edad Paleoceno en la Península Antártica aun no documentado, cuyo inicio debería ser de edad Daniense medio-superior.
- Dado que los procesos erosivos de la plataforma con el mismo origen, seguirían en tiempos posteriores y con magnitud

creciente con la creación y relleno de los valles incididos que representan la Fm Cross Valley-Wiman y la Fm La Meseta (s.l.), se deduce que el episodio volcánico señalado no sería más que el inicio de una importante etapa de estructuración tectónica en la Península Antártica y que afectaría a la Cuenca James Ross, prolongándose a lo largo del Paleógeno.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMOROSI, A. (1995): Glaucony and sequence stratigraphy; a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal Of Sedimentary Research*, 65: 419-425.
- ASKIN, R. (1988): Campanian to Paleocene palynological succession of Seymour and adjacent islands, northeastern Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. (Feldman, R. and Woodbume, M., Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 131-153.
- BEAMUD, E.; MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. and MARENSSI, S. (2015): Magnetostratigraphic dating of Paleogene sediments in the Seymour Island (Antarctic Peninsula): A preliminary chronostratigraphy. *Abstract, AGU. Fall Meeting. San Francisco*. GP51B-1331.
- BOWMAN, V.; FRANCIS, J. and RIDING, J. (2014a): Late Cretaceous winter sea ice in Antarctica?. *Geology*, 41: 1227-1230, DOI: 10.1130/G34891.1.
- BOWMAN, V.; FRANCIS, J.; ASKIN, R.; RIDING, J. and SWINDLES, G. (2014b): Latest Cretaceous-earliest Paleogene vegetation and climate change at the high southern latitudes: palynological evidence from Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 408: 26-47. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.04.018.
- BOWMAN, V.; FRANCIS, J.; RIDING, J.; HUNTER, S. and HAYWOOD, A. (2012): A latest Cretaceous to earliest Paleogene dinoflagellate cyst zonation from Antarctica, and implications for phytoprovincialism in the high southern latitudes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 171: 40-56.
- BOWMAN, V.; INESON, J.; RIDING, J.; CRAME, J.; FRANCIS, J.; CONDON, D.; WHITTLE, F. and FERRACCIOLI, F. (2016): The Paleocene of Antarctica: Dinoflagellate cyst biostratigraphy, chronostratigraphy and implications for the palaeo-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 38: 132-148. DOI.ORG/10.1016/j.gr.2015.10.018.
- CRAME, J.; FRANCIS, J.; CANTRILL, D. and PIRRIE, D. (2004): Maastrichtian stratigraphy of Antarctica. *Cretaceous Research*, 25: 411-423.
- CROUCH, E.M.; WILLUMSEN, P.S.; KULHANEK, D.K. and GIBBS, S. (2014): A revised Paleocene (Teurian) dinoflagellate cyst zonation from eastern New Zealand. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 202: 47-79.
- DINGLE, R. and LAVELLE, M. (2000): Antarctic Peninsula Late Cretaceous-Early Cenozoic paleoenvironments and Gondwana Paleogeographies. *Journal of African Earth Sciences*, 31: 91-105.
- DINGLE, R.; MARENSSI, S. and LAVELLE, M. (1998): High latitude Eocene climatic deterioration: Evidence from the northern Antarctic Peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 571-579.
- DOYLE, P. and ZINSMEISTER, W. (1988): The new dimitobelid belemnite from the Upper Cretaceous of Seymour Island, Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. (Feldman, R. and Woodbume, M., Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 285-290.
- DUTTON, A.; BRIAN, T.; HUBER, B.; LOHMANN, K. and ZINSMEISTER, W. (2007): High-resolution stable isotope profiles of a dimitobelid belemnite: implications for paleodepth habitat and late Maastrichtian climate seasonality. *Palaios*, 22: 642-650.
- ELLIOT, D.; ASKIN, R.; KYTE, F. and ZINSMEISTER, W. (1994): Iridium and dynocist at the Cretaceous-Tertiary boundary on Seymour Island, Antarctica: Implications for the K/T event. *Geology*, 22: 675-678.
- ELORZA, J.; GÓMEZ ALDAY, J. and OLIVERO, E. (2001): Environmental stress and diagenetic stress in inoceramids and belemnites from the Upper Cretaceous James Ross Basin, Antarctica. *Facies* 44: 227-242.
- GASPARINI, Z. y DEL VALLE, R. (1980): Mosasaurios: primer hallazgo en el Continente Antártico. *Antártica* 11: 16-20.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG, J.G.; SCHMITZ, M.D. and OGG, G.M. (2012): The Chronostratigraphic Scale. In: *The Geologic Time Scale*, 31-42. (Gradstein, Ogg and Schmitz, eds.) Elsevier. DOI:10.1016/B978-0-444-59425-0.00002-0.
- HARRIS, L. and WHITING, B. (2000): Sequence-stratigraphic significance of Miocene to Pliocene glauconite-rich layers on and offshore of the US Mid-Atlantic margin. *Sedimentary Geology*, 134 (1-2): 129-147.
- HOFFMAN, S. (1991): *Petrology and provenance of the Paleocene strata at Cape Wiman, Seymour Island (Antarctic Peninsula)*. Unpublished Thesis MSc. The Ohio State University, USA: 197 p.
- 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. and Woodbume, M.O., Eds.). *Geological Society of America, Memoir*, 169: 163-252.
- KOMINZ, M.; BROWNING, J.; MILLER, K.; SUGARMAN, P.; MIZINTSEVA, S. and SCOTSE, C. (2008): Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: an error analysis. *Basin Research* 20: 211-226.
- MACELLARI, C. (1986): Late Campanian Maastrichtian ammonite fauna from Seymour Island (Antarctic Peninsula). *Paleontological Society, Memoir* 18, 1-55.
- (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. and Woodbume, M.O. Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 25-53.
- (1993): Petrografía sedimentaria del Cretácico Superior-Terciario Inferior de Isla Marambio (Seymour), Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (1): 9-21.
- MARENSSI, S.; SANTILLANA, S. y BAUER, M. (2012): Estratigrafía, petrografía sedimentaria y procedencia de las formaciones Sobral y Cross Valley (Paleoceno), isla Marambio (Seymour), Antártica. *Andean Geology*, 39 (1): 67-91.

- MARTIN, J.E. and FERNÁNDEZ, M. (2007): The Synonymy of the Late Cretaceous Mosasaur (Squamata) Genus *Lakumasaurus* from Antarctica with *Taniwhasaurus* from New Zealand and its bearing upon faunal similarity within the Weddellian Province. *Geological Journal* 42: 1-9.
- MCCARTHUR, J.M.; THIRLWALL, M.F.; ENKILDE, M., *et al.*, (1998): Strontium isotope profiles across K/T boundary sequences in Denmark and Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 179-192.
- MILANESE, F. (2018): *Magnetoestratigrafía del Cretácico Superior de la cuenca James Ross, Antártida*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 220 p. digital.bl.fcen.uba.ar.
- MONTES, M.; BEAMUD, E.; NOZAL, F. and SANTILLANA, S. (2019b): Late Maastrichtian-Paleocene chronostratigraphy from Seymour (Marambio) Island (James Ross Basin, Antarctic Peninsula). Eustatic controls of sedimentation. In: *Geology and palaeontology of the James Ross Basin, Antarctic Peninsula*. (Crame, J.A. and Acosta Hospitaleche, C., Eds.). *Advances in Polar Science-Special Issue*, 30(3): 303-327 DOI: 10.13679/j.advps.2018.0045.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S. y OLIVERO, E. (2013): Mapa Geológico de isla Marambio (Seymour); escala 1:20.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2008c): Estratigrafía de la Formación Sobral. Paleoceno inferior de Isla Marambio. (Mar de Weddell, Antártida). *Geo-Temas*, 10: 669-672.
- O'GORMAN, J.P.; OLIVERO, E.; SANTILLANA, S.; EVERHARTE, M. and REGUERO, M. (2014): Gastroliths associated with an *Aristonectes* specimen (Plesiosauria, Elasmosauridae), López de Bertodano Formation (upper Maastrichtian) Seymour Island (Is. Marambio), Antarctic Peninsula. *Cretaceous Research*, 50:228-237. DOI: 10.1016/j.cretres.2014.03.011.
- ODIN, G.S. (1988): *Green marine clays*. Development in sedimentology, 45. Elsevier, Amsterdam.
- OGG, J.G.; OGG, G.M. and GRADSTEIN, F.M. (2016): *A Concise Geologic Time Scale* Elsevier, 240 p.
- O'KEEFE, F.; OTERO, R.; SOTO-ACUÑA, S.; O'GORMAN, J.P.; GODFREY, S. and CHATTERJEE, S. (2017): Cranial anatomy of *Morturneria seymourensis* from Antarctica, and the evolution of filter feeding in plesiosaurs of the Austral Late Cretaceous. *Journal of Vertebrate Paleontology*, DOI: 10.1080/02724634.2017.1347570.
- OLIVERO, E. and LÓPEZ CABRERA, M. (2016): A footnote to Dolf Seilacher's study on *Neonereites biserialis* based on new evidence from the Upper Cretaceous of Antarctica. *Ichnos*, 23: 25-32.
- OLIVERO, E. and MEDINA, F. (2000): Patterns of Late Cretaceous ammonite biogeography in southern high latitudes: the Family Kossmaticeratidae in Antarctica. *Cretaceous Research*, 21: 269-279.
- OLIVERO, E.; PONCE, J. and MARTINIONI, D. (2008): Sedimentology and architecture of sharp-based tidal sandstones in the Upper Marambio Group, Maastrichtian of Antarctica. *Sedimentary Geology*, 210: 11-26.
- OLIVERO, E.; PONCE, J.; MARSICANO, C. y MARTINIONI, D. (2007): Depositional settings of the basal López de Bertodano Formation, Maastrichtian, Antarctica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62: 521-529.
- OLIVERO, E.; RAFFI, M.; BEDOYA, A.; KIRSCHVINK, E.; JOSEPH, L. and RODRÍGUEZ, M. (2017): Discovery of fossiliferous breccias at the K-Pg boundary and upper López de Bertodano Formation, Antarctica: Paleoenvironmental interpretation. *IX Congreso Latinoamericano de Ciencia Antártica*. Punta Arenas, Chile. Libro Resumen. Instituto Antártico Chileno.
- PARTRIDGE, A.D. (2006): Late Cretaceous-Cenozoic palynology zonations, Gippsland Basin. In: *Australian Mesozoic and Cenozoic palynology Zonations updated to the 2004 Geologic Time Scale* (Monteil, E., ed.). Geoscience Australia Record 2006/23, Chart 4 of 4.
- PIRRIE, D.; CRAME, J.; LOMAS, S. and RIDING, J. (1997a): Late Cretaceous stratigraphy of the admiralty sound region, James Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research*, 18: 109-137.
- RINALDI, C.; MASSABIE, A.; MORELLI, J.; ROSENMAN, L. y DEL VALLE, R. (1978): *Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida*. Instituto Antártico Argentino Contribución, 217: 1-37.
- SADLER, P. (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. and Woodburne, M.O., Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 303-320.
- SÁNCHEZ, R. and MARENSSI, S. (1992): Paleoenvironmental reconstruction of the Sobral Formation in cape Wiman (Gorochategui), Seymour Island (Marambio), Antarctica. *IGCP Project 301 "Paleogene of South America", Abstracts*: 39. Punta Arenas, Chile.
- SANTILLANA, S.; MONTES, M.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2007): Secuencias Estratigráficas de la Fm Sobral (Paleoceno inferior) de isla Marambio. Península Antártica. *VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas. Comunicaciones. CDROM*: GEOR E829.
- TAMBUSSI, C.P. and DEGRANGE, F.J. (2013): *South American and Antarctic continental Cenozoic birds. Paleobiogeographic affinities and disparities*. Springer, Dordrecht. 114 p.
- TOBIN, T.; WARD, P.; STEIG, E.; OLIVERO, E.; HILBURN, I.; MITCHELL, R.; DIAMOND, M.; RAUB, T. and KIRSCHVINK, J. (2012): Extinction patterns,  $\delta^{18}O$  trends, and magnetostratigraphy from a southern high-latitude Cretaceous-Paleogene section: Links with Deccan volcanism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 350-352: 180-188. DOI:10.1016/j.palaeo.2012.06.029.
- WILSON, G.J. (1984): New Zealand Late Jurassic to Eocene dinoflagellate biostratigraphy - a summary. *Newsletters on Stratigraphy*, 13: 104-117.
- (1987): Dinoflagellate biostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary, mid-Waipara River section, North Canterbury, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Record*, 20: 8-15.
- (1988): Paleocene and Eocene dinoflagellate cysts from Waipawa, Hawkes Bay, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin*, 57 (96 p.).
- WITTS, J.; BOWMAN, V.; WIGNALL, P.; CRAME, J.A.; FRANCIS, J. and NEWTON, R. (2015): Evolution and extinction of Maastrichtian (Late Cretaceous) cephalopods from the López de Bertodano Formation, Seymour Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.11.002.
- WITTS, J.; WHITTLE, R.; WIGNALL, P.; CRAME, J.A.; FRANCIS, J.; NEWTON, R. and BOWMAN, V. (2016): Macrofossil evidence for a rapid and severe Cretaceous-Paleogene mass extinction in Antarctica. *Nature Communications*. 7:11738. DOI: 10.1038/ncomms11738.
- ZINSMEISTER, W. (1998): Discovery of fish mortality horizon at the K-T boundary on Seymour Island: Reevaluation of events at the end of the Cretaceous. *Journal of Paleontology*, 72 (3): 556-571.



### 3. ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO SEYMOUR ISLAND. PALEOCENO-EOCENO

*M. Montes, F. Nozal y S. Santillana*

#### Índice del capítulo

<b>3. ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO SEYMOUR ISLAND. PALEOCENO-EOCENO .....</b>	<b>75</b>
<b>3.1. FORMACIÓN CROSS VALLEY-WIMAN (CVWF). PALEOCENO MEDIO-SUPERIOR.....</b>	<b>75</b>
<b>3.1.1. Discontinuidad basal.....</b>	<b>75</b>
<b>3.1.2. Alomembro Díaz (DZM, inferior). Selandiense inferior.....</b>	<b>78</b>
3.1.2.1. Unidad cartográfica <b>19</b> . Areniscas gruesas y microconglomerados, de tonalidades anaranjadas con clastos volcánicos y madera fósil carbonizada. <b>19g</b> .- Concreciones de glauconita .....	78
3.1.2.2. Unidad cartográfica <b>20cg</b> .- Areniscas gruesas y microconglomeráticas verdosas, con clastos volcánicos. <b>20</b> .- Areniscas anaranjadas y lutitas con clastos volcánicos y madera fósil carbonizada.....	78
3.1.2.3. Unidad cartográfica <b>21</b> . Microconglomerados y areniscas gruesas verdosas .....	78
<b>3.1.3. Alomembro Arañado (ARM, medio). Selandiense superior-Thanetiense .....</b>	<b>81</b>
3.1.3.1. Unidad cartográfica <b>22br</b> .- Brechas y conglomerados de clastos volcánicos. <b>22</b> .- Areniscas gruesas .....	82
3.1.3.2. Unidad cartográfica <b>23</b> . Areniscas seleccionadas y laminadas con improntas de plantas.....	82
3.1.3.3. Unidad cartográfica <b>24</b> . Areniscas y lutitas anaranjadas con clastos volcánicos y madera fósil carbonizada. <b>24l (Wiman)</b> .- Con laminación en surco.....	82
<b>3.1.4. Alomembro Bahía Pingüino (BPM, superior). Thanetiense superior .....</b>	<b>84</b>
3.1.4.1. Unidad cartográfica <b>25</b> . Lutitas oscuras y areniscas finas siliciclásticas con fauna de ostreas, moluscos y huesos de pingüinos. Unidad cartográfica <b>26</b> . Areniscas siliciclásticas y limolitas lajosas grises con improntas de plantas.....	84
3.1.4.2. Unidad cartográfica <b>27</b> . Lutitas oscuras con fauna de ostreas. Unidad cartográfica <b>28</b> . Areniscas siliciclásticas y limolitas laminadas .....	86
3.1.4.3. Unidad cartográfica <b>29 (Wiman)</b> . Microconglomerados y areniscas siliciclásticas gruesas con laminación cruzada. Unidad cartográfica <b>30 (Wiman)</b> . Areniscas gruesas siliciclásticas y lutitas laminadas.....	88
<b>3.2. FORMACIÓN LA MESETA (LMF). PALEOCENO SUPERIOR-EOCENO MEDIO .....</b>	<b>88</b>
<b>3.2.1. Discontinuidad basal.....</b>	<b>93</b>
<b>3.2.2. Alomembro Valle de las Focas (VFM). Thanetiense superior .....</b>	<b>93</b>
3.2.2.1. Unidad cartográfica <b>31</b> . Lutitas arenosas marrones. <b>31ol</b> .- Brechas y olistotitos.....	93
<b>3.2.3. Alomembro Acantilados I (AC1M). Thanetiense terminal-Ypresiense basal.....</b>	<b>93</b>
3.2.3.1. Unidad cartográfica <b>32</b> . Arenas y lutitas grises interlaminadas, con niveles de coquinas. <b>32br</b> .- Brechas y conglomerados. <b>32bz</b> .- Brechas y conglomerados con briozoos. <b>c</b> .- Niveles de areniscas con Cucullaea.....	96
<b>3.2.4. Alomembro Acantilados II (AC2M). Ypresiense inferior .....</b>	<b>99</b>
3.2.4.1. Unidad cartográfica <b>33</b> . Arenas y lutitas grises laminadas con concreciones métricas. <b>33cg</b> .- Conglomerados y areniscas laminadas. <b>33br</b> .- Brechas, conglomerados y areniscas con coquinas.....	100

<b>3.2.5. Alomiembro Campamento (CAM). Ypresiense medio</b> .....	<b>102</b>
3.2.5.1. Unidad cartográfica <b>34</b> . Arenas y lutitas interlaminadas. Paleocanales con laminación cruzada. <b>34br</b> .- Brechas y conglomerados. <b>34s</b> .- Areniscas conglomeráticas masivas con coquinas. <b>v</b> .- Niveles de areniscas con veneroidos. <b>34cu</b> .- Niveles de areniscas con <i>Cucullaea</i> .....	103
<b>3.2.6. Alomiembro Cucullaea I (CU1M). Ypresiense superior</b> .....	<b>104</b>
3.2.6.1. Unidad cartográfica <b>35</b> . Arenas y lutitas interlaminadas. <b>35cu</b> .- Nivel canalizado con gravas y coquina de <i>Cucullaea</i> I. <b>35s</b> .- Arenas lutíticas grises laminadas. <b>c</b> .- Niveles de areniscas con <i>Cucullaea</i> . <b>n</b> .- Niveles de areniscas con <i>Náticas</i> .....	106
<b>3.2.7. Alomiembro Cucullaea II (CU2M). Ypresiense superior-Luteciense inferior</b> .....	<b>113</b>
3.2.7.1. Unidad cartográfica <b>36</b> . Arenas y lutitas interlaminadas. <b>36cu</b> .- Nivel canalizado con gravas y coquina de <i>Cucullaea</i> II. <b>36s</b> .- Arenas lutíticas grises laminadas. <b>c</b> .- Niveles de areniscas con <i>Cucullaea</i> . <b>v</b> .- Niveles de areniscas con veneroidos .....	113
<b>3.3. FORMACIÓN SUBMESETA (SMF). EOCENO MEDIO-OLIGOCENO?</b> .....	<b>115</b>
<b>3.3.1. Discontinuidad basal</b> .....	<b>118</b>
<b>3.3.2. Alomiembro Submeseta I (LAM, Laminado). Luteciense superior</b> .....	<b>118</b>
3.3.2.1. Unidad cartográfica <b>37</b> . Arenas y lutitas verdosas interlaminadas .....	118
<b>3.3.3. Alomiembro Submeseta II (TUM, Turritella). Bartonense</b> .....	<b>121</b>
3.3.3.1. Unidad cartográfica <b>38</b> . Areniscas rojizas y lutitas. <b>t</b> .- Nivel de arenisca con <i>Turritella</i> .....	121
<b>3.3.4. Alomiembro Submeseta III (SUM, Superior). Priaboniense-Oligoceno?</b> .....	<b>126</b>
3.3.4.1. Unidad cartográfica <b>39</b> . Lutitas, areniscas y niveles de gravas con huesos de pingüinos. <b>cg</b> .- Conglomerados .....	126
<b>3.4. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO SEYMOUR</b> .....	<b>129</b>
<b>3.4.1. Datos crono y bioestratigráficos de la Fm Cross Valley-Wiman</b> .....	<b>129</b>
<b>3.4.2. Datos crono, quimio y bioestratigráficos de la Fm La Meseta y la Fm Submeseta</b> .....	<b>129</b>
<b>3.4.3. Curva de tasa de sedimentación y datación de las unidades</b> .....	<b>130</b>
<b>3.5. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA DEL GRUPO SEYMOUR</b> .....	<b>130</b>
<b>3.5.1. Fm Cross Valley-Wiman</b> .....	<b>133</b>
<b>3.5.2. Fm La Meseta</b> .....	<b>134</b>
<b>3.5.3. Fm Submeseta</b> .....	<b>137</b>
<b>3.5.4. Evolución conjunta. Análisis de la curva de tasa de sedimentación</b> .....	<b>139</b>
<b>3.5.5. Implicaciones de las nuevas edades del Grupo Seymour</b> .....	<b>139</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>140</b>

### 3. ESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO SEYMOUR ISLAND. PALEOCENO-EOCENO

El Grupo Seymour Island (Zinsmeister, 1982), se dispone discordante sobre el Grupo Marambio y estaba constituido en origen por las formaciones: Fm Cross Valley, Fm Wiman y Fm La Meseta. La correlación entre las dos primeras formaciones, llevaron a considerarlas como una sola formación denominada Fm Cross Valley-Wiman (Montes *et al.*, 2008b). Así mismo y mediante criterios litológicos, geométricos y cronoestratigráficos (bio-, magneto- y quimioestratigráficos), el miembro superior de la Fm La Meseta, se ha considerado como una nueva formación denominada Fm Submeseta. Así pues el Grupo Seymour Island queda constituido por las formaciones Fm Cross Valley-Wiman, Fm La Meseta y Fm Submeseta.

Su edad es Paleoceno medio (Selandiense)-Eoceno.

#### 3.1. FORMACIÓN CROSS VALLEY-WIMAN (CVWF). PALEOCENO MEDIO-SUPERIOR

Bajo este epígrafe conjunto se describen los sedimentos constituyentes de la "Fm Cross Valley" (Elliot y Trautman, 1982) aflorantes en la zona más estrecha de la isla, en las inmediaciones del cañadón Díaz y Turco (*Cross Valley*) y los depósitos que aparecen en la zona del cabo Wiman al norte de la isla, asignados a la "Formación Wiman" por Elliot y Hoffman (1989).

En la zona del cañadón Díaz, la formación ha sido dividida clásicamente en cinco litofacies (*TPcv1-5*; Sadler, 1988), y en tres alomiembros (Montes *et al.*, 2008b). En la detallada cartografía realizada a escala 1:10.000 se han podido identificar y cartografiar un total de 10 unidades litoestratigráficas (Fig. 3.1), así como dos discontinuidades internas que dividen la formación en tres unidades estratigráficas asimiladas a alomiembros. Estas unidades se han denominado de muro a techo: **Alomiembro Díaz (DZM)**: areniscas intercaladas con niveles pelíticos, con abundantes troncos carbonizados; **Alomiembro Arañado (ARM)**: brechas, conglomerados y arenas; y **Alomiembro Bahía Pingüino (BPM)**: intercalación de areniscas y pelitas.

Destaca 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. Cada uno de los alomiembros comprende varias de las unidades litoestratigráficas cartografiadas, las cuales tienen a su vez una equivalencia desigual con las definidas por Sadler (1988) (Fig. 3.39). Las características litológicas y de facies sedimentarias de los depósitos de la zona de cabo Wiman, llevaron a identificar tres unidades cartográficas, correlacionadas con parte del alomiembro Arañado (medio) y del alomiembro Bahía Pingüino (superior), definidos en el cañadón Díaz. Dada esta equivalencia, se propuso una nueva formación denominada "Formación Cross Valley-Wiman" (Montes *et al.*, 2008b), e incluir en ella los depósitos de ambos afloramientos y formaciones previas.

En ambos afloramientos, la base de la Fm Cross Valley-Wiman (CVWF), es una superficie erosiva muy incidida sobre los sedimen-

tos de la Fm Sobral con una geometría de paleocanal muy patente (Figs. 2.32 y 3.1). Esta fuerte discordancia erosiva sobre el homoclinal del Grupo Marambio (Fm López de Bertodano y Fm Sobral) y el consiguiente cambio sedimentario que representa, fue el argumento para considerarla como la discordancia basal del Grupo Seymour (Elliot y Trautman, 1982).

Para su caracterización estratigráfica, se han realizado 5 secciones parciales en la zona del cañadón Díaz, que se han sintetizado en una columna compuesta, y una sección en la zona de Wiman (CV1 y W1 en Fig. 3.1; S1 en Fig. 2.32). En ambos lugares, las secciones se han realizado lo más próximo al eje de los canales para registrar el mayor espesor.

A esta formación pertenecen las unidades 19 a 30 del mapa geológico. En general los depósitos de las diferentes unidades de la formación se interpretan como el relleno detrítico de un paleovalle marino incidido sobre la plataforma siliciclástica representada en conjunto por el Grupo Marambio (LBF y SF).

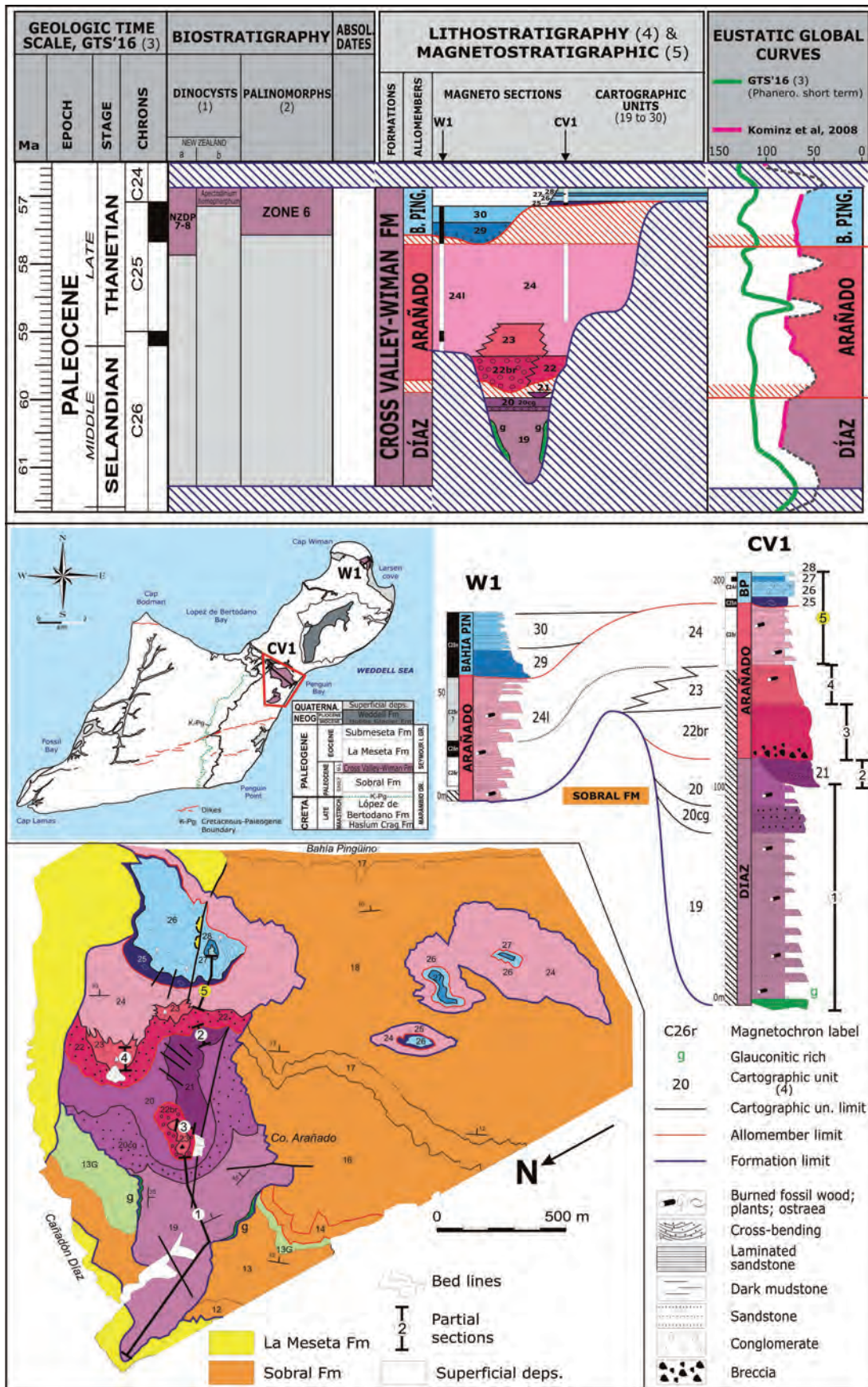
La edad de la formación es Selandiense-Thanetiense superior (~61,3-56,9 Ma; Figs. 2.48, 3.39 y 3.1). En el apartado de cronoestratigrafía del Grupo Seymour Island se argumenta más detalladamente esta datación.

##### 3.1.1. Discontinuidad basal

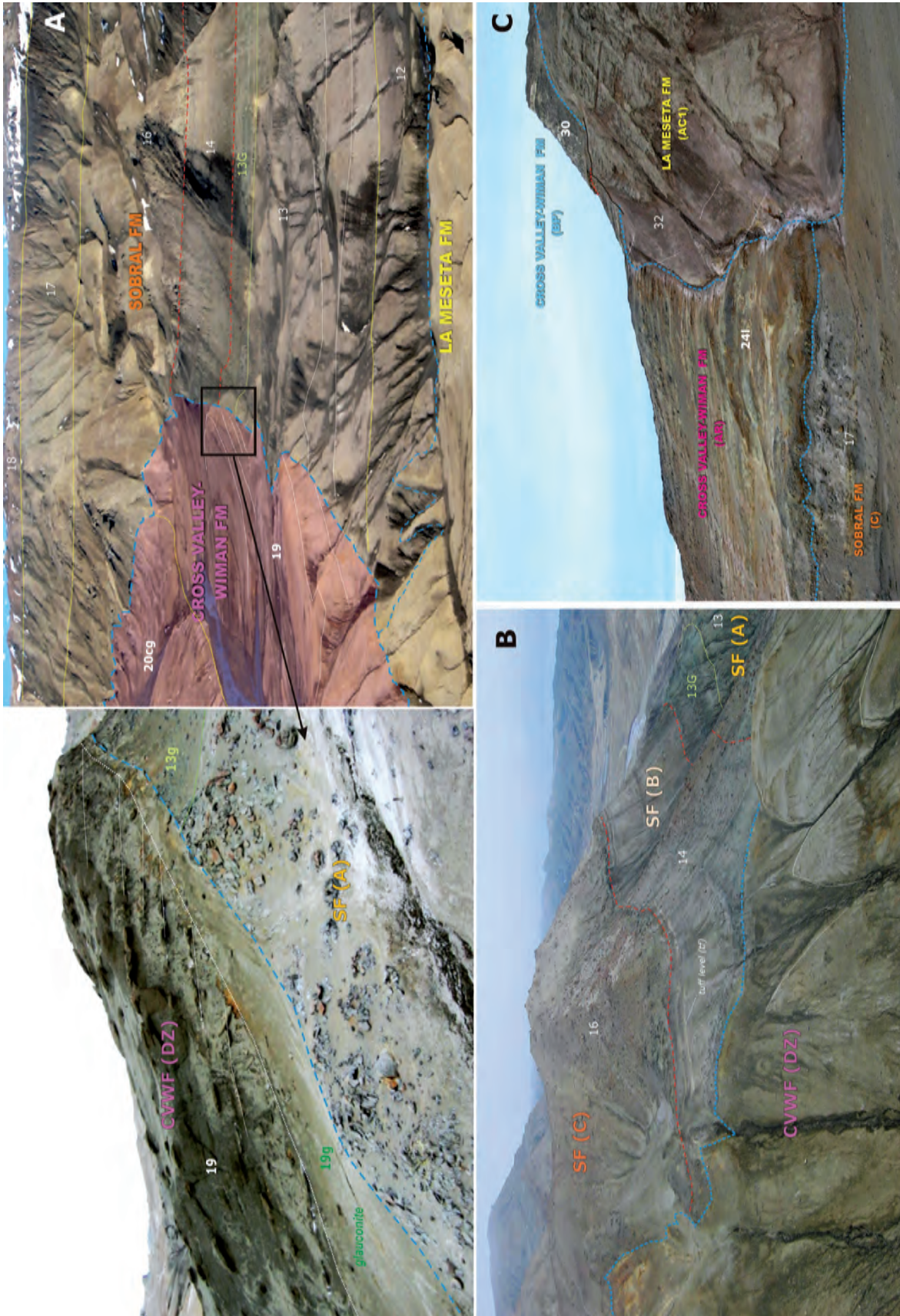
En Cross Valley o cañadón Díaz-Turco, su superficie erosiva basal tiene morfología de paleocanal-cañón, con pendientes asimétricas empinadas, que cortan a los materiales infrayacentes. Presenta un ancho máximo de aproximadamente 600 m y su longitud aflorante es de unos 1,5 km (Fig. 3.1). La margen sur inclina aproximadamente 45° hacia el N, mientras que el borde norte inclina unos 35° al S (Figs. 2.32, 3.1 y 3.2). Sin embargo toda la serie del relleno se encuentra buzando ligeramente hacia el SE (10°). El máximo de incisión observable está en torno a los 200 m (Fig. 3.2), ya que corta sedimentos del Alm. Sobral A (12 y 13), y no se descarta que llegue a incidir también sobre los materiales culminantes de la Fm López de Bertodano (Fig. 2.32).

La superficie erosiva en la zona de cabo Wiman está asimismo bien marcada aunque no es tan pronunciada, presentándose en forma de artesa. En este caso se identifica por el cambio de facies en los sedimentos, el color, las estructuras sedimentarias y la composición de los clastos. En cabo Wiman, el plano es erosivo, suavemente ondulado y solo corta a los sedimentos de la unidad 17 (Fig. 3.2C). Los depósitos suprayacentes corresponden a arenas con gran participación de fragmentos volcánicos.

Esta superficie representaría un profundo valle incidido durante un periodo de descenso del nivel relativo del mar, sobre la plataforma siliciclástica representada en conjunto por el Grupo Marambio (LBF y SF). Según los datos cronoestratigráficos disponibles, la superficie erosiva se habría originado en la base del Selandiense (Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).



**Figura 3.1.-** Esquema cronoestratigráfico de la Fm Cross Valley-Wiman, con el contenido bio- y magnetoestratigráfico y las curvas eustáticas globales. Situación de las columnas correlacionadas (CV1 y W1: secciones magnetoestratigráficas). La correlación magnetoestratigráfica con el patrón de la GTS'12, se encuentra de forma más detallada en la Figs. 2.48 y 3.39. Cartografía detallada de las unidades en el cañadón Díaz. Se muestra la localización de los tramos de las secciones parciales de la columna CV1. La sección 5, (relleno amarillo) es la que ofrece datos magnetoestratigráficos. Referencias: (1) Bowman et al. (2012, 2016). a y b: biozonas de dinocistos de Nueva Zelanda; (2) Askin (1988); (3) Ogg et al. (2016); (4) Montes et al. (2013); (5) Montes et al. (2019b). Curvas eustáticas: GTS'16 y Komitz et al. (2008).



**Figura 3.2.-** Superficie erosiva de la base de la Fm Cross Valley-Wiman. **A.-** Panorámica desde helicóptero en la zona del cañadón Diaz (Cross Valley), con el borde sur del paleovalle incidido (C en Fig. 2.32). La CVWF se ha recargado con un falso color rojizo para destacarla. Se observa cómo se cortan todos los almiembros de la Fm Sobral. La Fm La Meseta incide a su vez sobre ambas. En detalle la geometría en *onlap* de las capas de la unidad 19 rellenando el paleovalle. La unidad 19g, rica en glauconita autigénica, tapiza el lecho de la superficie. **B.-** Panorámica desde el cerro Arañado hacia el sur de la superficie basal de la CVWF, poniendo de manifiesto el espectacular truncamiento de capas. **C.-** Superficies erosivas que constituyen los límites basales entre las tres formaciones principales del paleógeno en los afloramientos de cabo Wiman (W1 en Fig. 3.1; B en Fig. 2.32). Se observa el ligero cambio de color entre los materiales de las diferentes formaciones.

### 3.1.2. Alomiembro Díaz (DZM, inferior). Selandiense inferior

Está compuesto por los sedimentos basales que rellenaron la incisión en la zona de Cross Valley y en ellos se identifican tres secuencias granodecrecientes con geometría canaliforme (Fig. 3.1), representadas por las unidades cartográficas **19**, **19g**, **20cg**, **20** y **21**. Su espesor conjunto es de unos 80 m. Este alomiembro, está ausente en la zona de cabo Wiman.

Petrologicamente, se caracteriza por su alto contenido en fragmentos líticos de origen volcánico que aumenta desde la base hacia los niveles superiores donde su proporción alcanza casi el 80%. El contenido en cuarzo, sin embargo se comporta de forma inversa, con proporciones de apenas 10% en este alomiembro (Marensi *et al.*, 2012).

No existen datos directos de edad para este alomiembro. Su edad deducida sería Selandiense inferior (~61,3--59,9 Ma; Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).

#### 3.1.2.1. Unidad cartográfica **19**. Areniscas gruesas y microconglomerados, de tonalidades anaranjadas con clastos volcánicos y madera fósil carbonizada. **19g**.- Concreciones de glauconita

Se ha cartografiado en el afloramiento de cañadón Díaz, en la parte inferior de la CVWF. Equivale a la unidad *TPcv2* de Sadler (1988).

Consiste en 70 a 80 m (sec. 1, Fig. 3.1) de arenas y areniscas gruesas a veces microconglomeráticas en la base, poco seleccionadas, gran participación de componentes volcánicos (andesíticos) e intraclastos y frecuentes restos fósiles de madera carbonizada. El aspecto de campo es versicolor, dominando los tonos amarillentos, anaranjados y verdosos (Fig. 3.3C). Estas rocas forman cuerpos lenticulares que llegan a tener unos 20 m de ancho y cuyos espesores máximos se encuentran en el sector central donde alcanzan hasta 1 m. En general no presentan laminación interna siendo de aspecto masivo.

Hacia techo de la unidad, es apreciable la gradual disminución en la granulometría, observado por la incorporación cada vez más frecuente de niveles de grano más fino. Se conforma así la primera de las secuencias granodecrecientes identificadas para el Alm. Díaz (Díaz 1).

Los materiales de la unidad 19 presentan una geometría de *onlap* con respecto a los bordes del paleocanal (Fig. 3.4A), que en esta parte inferior se encuentra tapizado por entre 1 y 2 m de areniscas verdosas con concreciones muy ricas en glauconita y que constituyen la **unidad 19g** (*TPcv1* de Sadler, 1988). Este horizonte verdoso y oscuro es muy evidente en el terreno, y ayuda a identificar bien la superficie incidida basal de la formación (Figs. 3.1, 3.2A y 3.3).

Se interpretan como el relleno de un profundo valle incidido o cañón submarino, con material volcánico procedente del arco magmático de la Península Antártica, en un contexto regresivo probablemente debido a una bajada drástica del nivel relativo del mar (bajada eustática más subsidencia de la plataforma asociada a la construcción del arco magmático). En este contexto, los materiales rellenaron pasivamente en *onlap* los bordes del cañón. Mientras las partes bajas del cañón se rellenaban, las zonas más altas quedarían expuestas a una muy baja tasa de sedimentación, favorable para la generación de minerales autigénicos como la glauconita que, a modo de tapiz, recubriría los bordes del valle incidido (unidad 19g).

En general la unidad es azoica, habiéndose encontrado (aparte de la madera fósil carbonizada), escasos fragmentos de bivalvos y corales, probablemente reciclados de la FM Sobral. La campaña magnetoestratigráfica no dio resultados positivos en las facies gruesas de esta unidad. Tan solo una muestra aislada en las glauconitas de la unidad 19g ofreció una magnetozona indeterminada de polaridad inversa, que pudiera ser compatible con la parte inferior del Selandiense (Fig. 3.1).

Así pues, los datos cronoestratigráficos disponibles sugieren una edad Selandiense inferior, (~61,3-60,2 Ma; ver Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).

#### 3.1.2.2. Unidad cartográfica **20cg**.- Areniscas gruesas y microconglomeráticas verdosas, con clastos volcánicos. **20**.- Areniscas anaranjadas y lutitas con clastos volcánicos y madera fósil carbonizada

Se ha cartografiado en la parte media del afloramiento de cañadón Díaz. Equivale a parte de las unidades *TPcv2* y 3 de Sadler (1988).

Posee unos 25 a 30 m de espesor (techo de la sec. 1; Fig. 3.1), cuya base está dada por niveles de arenas gruesas y microconglomeráticas de tonos grisáceos y verdosos de la **unidad 20cg**, compuestas por clastos volcánicos casi en su totalidad (Fig. 3.4B). La granulometría más gruesa y el color de estas facies las hace distinguibles y cartografiables con respecto a la unidad infrayacente (Fig. 3.4A). Estas rocas presentan estratificación cruzada en surco que pasa a estratificación entrecruzada tabular hacia el techo de la sucesión. Por encima se observan arenas medias a finas con estratificación cruzada tabular, que se alternan con niveles pelíticos de tonalidades anaranjadas con restos de madera fósil carbonizada de la **unidad 20**, muy semejantes a las descritas en la unidad 19. Excepto la madera carbonizada, no se han encontrado fósiles significativos.

En conjunto, las unidades 20cg y 20, representan el segundo ciclo de relleno para el Alm. Díaz (Díaz 2).

Representa una etapa de erosión y relleno más intensa que el ciclo anterior, ocasionando un ensanchamiento del valle apreciable en el patrón cartográfico. Asimismo se observa que las paredes del valle para estas unidades, ya no están tapizadas por la unidad de glauconita (Fig. 3.1), ausente probablemente por la erosión sobreimpuesta representada por este ciclo.

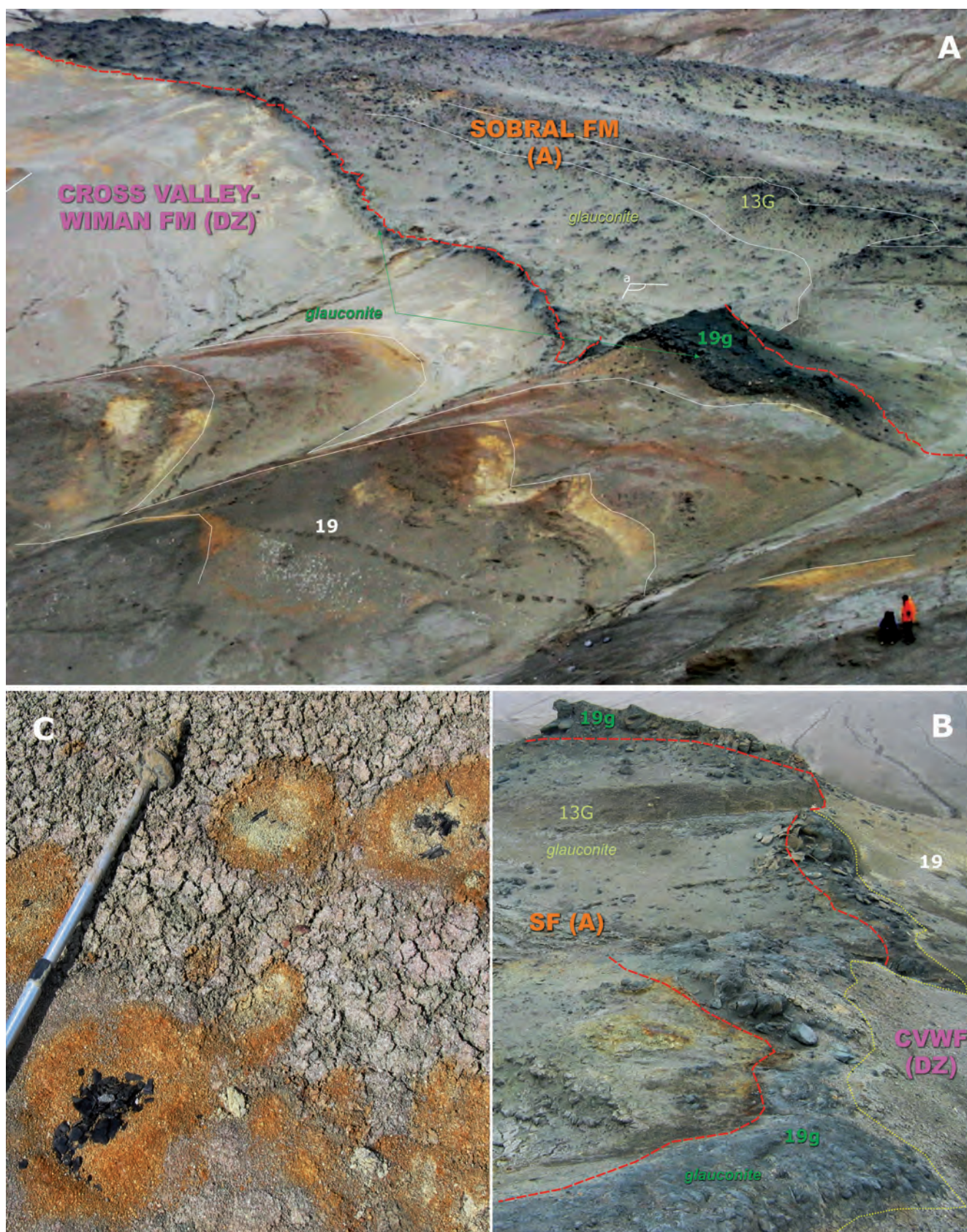
Los datos cronoestratigráficos disponibles sugieren una edad Selandiense inferior, (60,2-60 Ma; ver Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).

#### 3.1.2.3. Unidad cartográfica **21**. Microconglomerados y areniscas gruesas verdosas

Se ha cartografiado en una estrecha franja alargada en la parte media del afloramiento de cañadón Díaz en la margen derecha de uno de los arroyos afluentes (sec. 2 en Fig. 3.1; Fig. 3.4A). Equivale a parte de la unidad *TPcv3* de Sadler (1988).

La base de dicha secuencia tiene morfología de canal y puede observarse en los relieves al SE del pico Arañado. Este paleocanal, de unos 100 m de ancho por 10 m de espesor, está rellenado en *onlap* por areniscas gruesas y microconglomeráticas verdosas de naturaleza volcánica, parecidas a las de la unidad 20cg (Fig. 3.5).

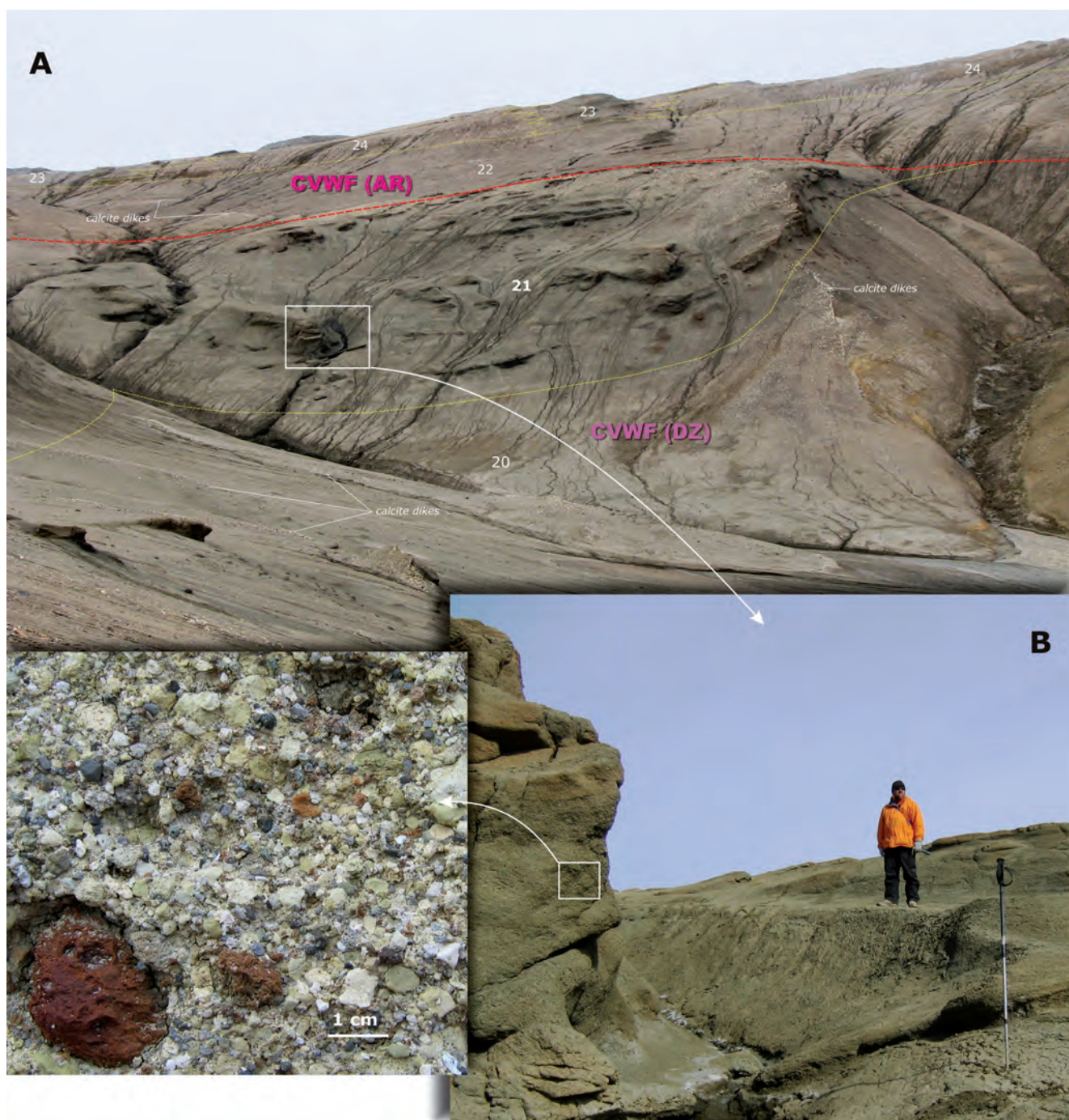
Representa un episodio menor de relleno del valle incidido, sobreimpuesto al ciclo anterior y previo al depósito del siguiente alomiembro. Constituyen la secuencia superior de relleno del alomiembro (Díaz 3).



**Figura 3.3.-** **A.-** Borde norte de la incisión de la CVWF cortando al término glauconítico la SF-A (13G), desde el Co. Arañado hacia el norte (D en Fig. 2.32). La fotografía muestra el delgado nivel de glauconita de la unidad 19g, tapizando la pared del paleovalle. Esta glauconita autígenica de origen marino, crecería en un contexto de baja sedimentación sobre el borde de la incisión, simultáneamente a los depósitos inferiores de la CVWF (19), por lo que su sedimentación, aunque de origen continental (conglomerados volcánicos, madera fósil, etc.), se realizaría bajo condiciones submarinas. **B.-** Detalle de la superficie erosiva vista desde el punto a de la imagen superior. Se observa la relación discordante entre los dos niveles glauconíticos. **C.-** Detalle del aspecto de campo de la unidad 19, con conglomerados de cantos volcánicos con restos de madera fósil carbonizada. La alteración de estos restos vegetales imprime el característico color anaranjado de estas facies, que aparece también en unidades suprayacentes (20, 24 y 24I).



**Figura 3.4.-** A.- Geometría del relleno de los depósitos inferiores de la Fm Cross Valley-Wiman (Alms. Díaz y Arañado) en el sector del cañadón Díaz (secs. 1 y 3 en Fig. 3.1; E en Fig. 2.32), mostrando el *onlap* de las capas a ambos lados del valle incidido. **B.-** Detalle del microconglomerado verdoso de la unidad 20cg, con gran cantidad de cantos de origen volcánico. La unidad 20 es semejante en facies a la 19. Al fondo se aprecia la geometría de relleno de canal de la unidad 21. **C.-** Detalle de la base de las brechas de la unidad 22br en el cerro Arañado, con intradastos volcánicos de gran tamaño, poniendo de manifiesto la gran energía de transporte. La unidad 22 en segundo plano, representa un cambio de facies lateral de las brechas, con un tamaño de grano menor y aspecto más laminado. La unidad 23 a techo del cerro y en el segundo plano, es semejante a la 22.



**Figura 3.5.- A.-** Geometría del relleno de canal de los depósitos conglomeráticos de la unidad 21 (sec. 2 en Fig. 3.1). La parte inferior de la unidad muestra una laminación en surco a gran escala, mientras que la superior es más tendida con granulometría menor. Las unidades 22 y 23, pertenecientes al Alm. Arañado, son areniscas laminadas muy semejantes entre sí. Se han distinguido en la cartografía por sendos pasos laterales que experimentan la unidad 22 con las brechas del cerro arañado (22br); y la 23 a favor de las areniscas y lutitas anaranjadas de la unidad 25. En este sector son apreciables una serie de diques rellenos de calcita de dirección NE-SO. **B.-** Detalle del aspecto masivo de los cuerpos microconglomeráticos y el tamaño y composición volcánica de los clastos.

Los datos cronoestratigráficos disponibles sugieren una edad Selandiense inferior (60~59,9 Ma; ver Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).

### 3.1.3. Alomiembro Arañado (ARM, medio). Selandiense superior-Thanetiense

La base de este alomiembro, está marcada por la entrada brusca de los sedimentos gruesos presentes en el relieve del pico Arañado (Fig. 3.4). Para esta discontinuidad, puede reconstruirse una geometría igualmente canaliforme, que se rellena posteriormente con sedimentos en secuencia granodecreciente conformada

por las unidades cartográficas **22br, 22, 23, 24** y **24I**. El espesor en conjunto es de 70 m.

Petrologicamente, los fragmentos líticos de origen volcánico siguen con porcentajes muy altos en torno al 80%, en contraste con el pobre contenido en cuarzo de apenas 10% (Marensi et al., 2012).

Solo existen datos directos de edad para este alomiembro en la unidad superior (24). Su edad deducida sería Selandiense inferior (~61,3~59,9 Ma; Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).

### 3.1.3.1. Unidad cartográfica **22br**.- Brechas y conglomerados de clastos volcánicos. **22**.- Areniscas gruesas

Conforman los materiales más gruesos presentes en el relieve del cerro Arañado (22br) y los depósitos conglomeráticos situados en una franja de afloramiento más al este (22). Su potencia es de unos 30 m (sec. 3 en Fig. 3.1).

En los afloramientos del cerro Arañado, dominan las brechas de la **unidad 22br** y conglomerados angulosos de composición volcánica de gran tamaño (1,5 m), así como cantos blandos de lutitas, areniscas glauconíticas y micas detríticas (Fig. 3.4C).

Tanto hacia techo del cerro (Fig. 3.4A) como en los afloramientos de la franja situada al SE (Fig. 3.5A), el tamaño de grano disminuye progresivamente en una secuencia granodecreciente clara, pero manteniendo básicamente la misma composición de cantos con una granulometría poco seleccionada y algo más laminada, conformando la **unidad 22**. Esta unidad se interpreta como un cambio lateral de los depósitos gruesos del cerro Arañado (22br). Su aspecto de campo es muy semejante al de la unidad 23 (Fig. 3.6A).

Se interpreta como el *lag* más energético de un nuevo episodio de relleno del canal, que ocasiona un nuevo ensanche del mismo.

Se le atribuye una edad Selandiense superior (~59,8- 59,4 Ma; ver Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).

### 3.1.3.2. Unidad cartográfica **23**. Areniscas seleccionadas y laminadas con improntas de plantas

Aflora en la parte más alta del cerro Arañado y al SE del mismo por encima de la unidad 22 en dos pequeños relieves (Figs. 3.4A y 3.5A). El límite con la unidad inferior es transicional habiéndose cartografiado en la base de los relieves mencionados. Su espesor total no sobrepasa los 20 m (sec. 4 en Fig. 3.1).

Se trata de una serie de bancos de areniscas gruesas y medias de color básicamente amarillento con laminación entrecruzada de bajo ángulo muy característica y realzada por erosión diferencial (Figs. 3.5A y 3.6A). Los bancos de potencia decamétrica, alternan con lechos centimétricos de arenas finas y lutitas de colores verdosos. En ambos tipos de litologías es frecuente la presencia de bioclastos de madera carbonizada de color oscuro (Fig. 3.6A).

Estas facies laminadas cambian lateralmente a los depósitos de la unidad 24 (Fig. 3.5A), y se interpretan como sedimentos costeros retocados por el oleaje, indicando una clara somerización en el relleno del canal.

Su edad atribuida es Selandiense superior-Thanetiense basal (59,4-58,8 Ma; ver Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).

### 3.1.3.3. Unidad cartográfica **24**. Areniscas y lutitas anaranjadas con clastos volcánicos y madera fósil carbonizada. **24I (Wiman)**.- Con laminación en surco

Estas unidades se han identificado y cartografiado en los afloramientos de cañadón Díaz y en las proximidades de cabo Wiman.

En cañadón Díaz, la **unidad 24** se sitúa por encima de las unidades anteriores, extendiéndose lateralmente y sobrepasando

los límites incididos del paleocanal (Fig. 3.7). Asimismo, estas facies constituyen la base de los afloramientos aislados ("mesas") que aparecen al sur de los afloramientos principales sobre los depósitos de la Fm Sobral (unidad 18) (Figs. 2.32, 3.1 y 3.7), y que en la cartografía anterior de Sadler (1988), habían sido incluidos dentro de la propia Fm Sobral (*TPs5*). En ésta zona, en la base de esta unidad es posible observar una superficie erosiva que da paso a las características facies de composición volcánica y de colores anaranjados (Figs. 2.33 y 3.7B). Esta superficie, así como el cambio brusco en la vertical de facies sobre ellas, hacen definitivamente más apropiado atribuir esta unidad como perteneciente a la Fm Cross Valley-Wiman y no a la Fm Sobral, aunque su disposición paraconforme con respecto a esta, así lo sugería. El contacto entre ambas unidades (18 y 24) en este sector, asume una laguna estratigráfica de más de 2 Ma (Fig. 3.1). Su espesor es de unos 25 m (sec. 5 en Fig. 3.1; CV1 en Fig. 2.32).

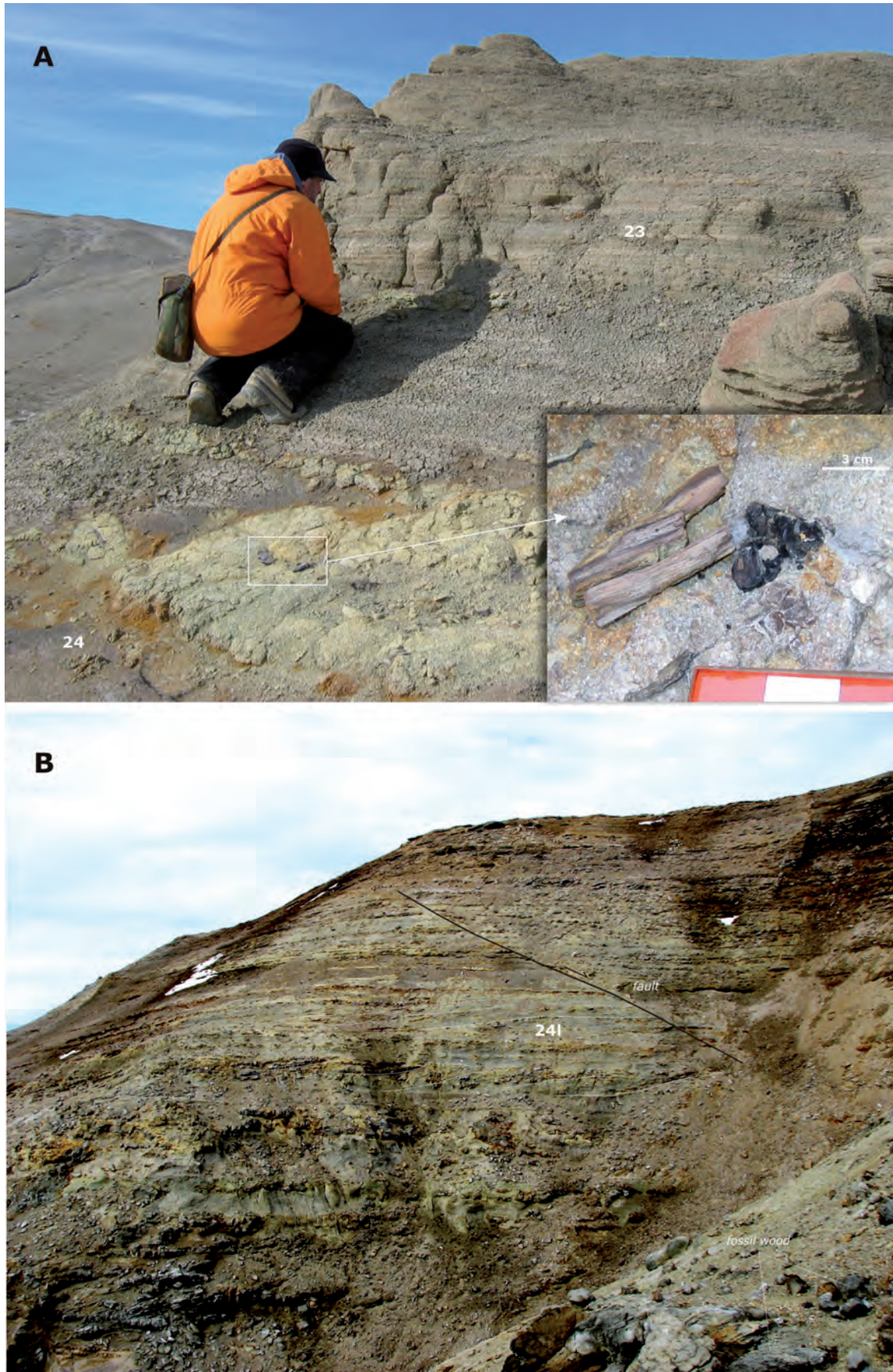
Se trata de una facies similar a la descrita para las unidades 19 y 20, y consiste en areniscas gruesas microconglomeráticas, con clastos de origen volcánico de colores principalmente verdosos y grises; y restos de madera carbonizada de fragmentos de ramas y troncos, rodeados por una aureola de alteración que confiere el característico color anaranjado (Figs. 3.3C, 3.6A, 3.7, 3.8 y 3.9). En estos afloramientos no se observan estructuras sedimentarias apreciables siendo en general su aspecto masivo. Equivaldría a la unidad *TPcv?* de Sadler (1988).

En los afloramientos de cabo Wiman, la base de la unidad presenta también, una superficie de erosión aunque no tan apreciable como en cañadón Díaz, estando el límite marcado principalmente por el cambio vertical de las facies con respecto a la Fm Sobral infrayacente (Fig. 3.2). En estos afloramientos se han medido unos 60 m de serie (W1, en Fig. 3.1), y equivaldría aquí a la *TPw1* de Elliot y Hofman (1989).

En el cabo Wiman, las características litológicas son totalmente semejantes estando presentes tanto las areniscas de composición volcánica como los fragmentos de madera carbonizada (Hoffman, 1991). Sin embargo, se ha distinguido en la cartografía como **unidad 24I**, por la marcada estratificación cruzada de bajo ángulo asintótica a la base, que presentan (Figs. 3.6B y 3.10). Se trata de *sets* de espesor métrico que presentan una gradación del tamaño de grano desde areniscas microconglomeráticas a arenas medias. Los fragmentos de madera fósil con su aureola de alteración característica, aparecen frecuentemente tapizando la base de los *sets* lo que contribuye a realzarlos en el terreno (Fig. 3.10A). También aparecen en ocasiones niveles métricos de concreciones rojizas.

Se interpretan como depósitos marinos someros con retoque por el oleaje de mareas, que culminan el relleno del valle, con la expansión de sus límites incididos. En este sentido, los afloramientos de cabo Wiman (Fig. 3.2C) y los de las "mesas" al sur del cañadón Díaz (Figs. 2.46 y 3.7), serían equivalentes en cuanto a relleno, patrón cartográfico e interpretación (ver correlación en Fig. 3.1). La naturaleza volcánica del sedimento y la madera carbonizada, sugieren un relleno contemporáneo con la denudación continuada del arco magmático de la Península Antártica.

En la parte superior de la unidad 24, perteneciente a los afloramientos de las "mesas" (S3 en Figs. 2.32 y 2.33), se han encontrado taxones de dinoflagelados correlacionados con las biozonas **NZDP7-8** de Nueva Zelanda (Bowman *et al.*, 2016), que se atribuyen al Thanetiense. Los estudios magnetoestratigráficos



**Figura 3.6.- A.-** Areniscas gruesas laminadas de la unidad 23 (sec. 5 en Fig. 3.1), en paso lateral (inferior en este caso) a las areniscas y lutitas amarillentas con restos de madera fósil carbonizada de la unidad 25. **B.-** Unidad 24i en los afloramientos de cabo Wiman (W1 en Fig. 3.1; "B" en Fig. 2.32) mostrando la estratificación cruzada a gran escala y el característico color anaranjado, semejante en los dos afloramientos, producido por la alteración de la madera fósil.

(Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b), identifican en la unidad (W1 y CV1 en Fig. 3.1) las magnetozonas **C26r**, **C26n** y **C25r**, cuyos límites entre sí están calibrados actualmente en 59,2 y 59,0 Ma, del Thanetiense inferior.

Así pues, su edad atribuida sería Selandiense superior-Thanetiense inferior (59,4~57,7 Ma; ver Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).

### 3.1.4. Alomiembro Bahía Pingüino (BPM, superior). Thanetiense superior

El alomiembro superior de la Fm Cross Valley-Wiman, representa un cambio significativo en el relleno, puesto que la composición de clastos deja de ser mayoritariamente volcánica para pasar a ser siliciclástica (Elliot y Hoffman, 1989), con proporciones de menos del 40% de líticos volcánicos, y entre 60-80% de cuarzo (Marenssi *et al.*, 2012). Este cambio en la composición petrológica, origina un cambio de color en las facies apreciable en el terreno (Fig. 3.7C).

En los afloramientos de cañadón Díaz, aflora formando pequeños cerros de cumbres planas (mesas) hacia el techo del conjunto de la formación (Fig. 3.7) y su límite inferior es una laxa superficie erosiva que en la cartografía manifiesta una cierta morfología de canal (Fig. 3.8). En estos afloramientos, se reconocen dos ciclos sedimentarios, (Figs. 3.7, 3.8 y 3.9), compuestos por un término inferior de lutitas oscuras (25, 27) y uno superior de areniscas y limolitas lajosas grises (26, 28). El espesor conjunto del alomiembro es de unos 15 m (sec. 5 en Fig. 3.1).

En los afloramientos de cabo Wiman, se reconoce también este cambio en la composición de los cantos de volcánico a siliciclástico (Hoffman, 1991), y se identifican dos unidades pertenecientes a este alomiembro que conforman un solo ciclo grano-decreciente (29 y 30). Aquí el espesor es de 32 m (W1 en Fig. 3.1).

En el conjunto del alomiembro, se encuentran las biozonas de palinomorfos: "**Zona 6**", de Askin (1988); y las biozonas de dinoflagelados **NZDP7-8** de Nueva Zelanda (Bowman *et al.*, 2016). La biozona de *Aspectodinium homophorphum*, solo aparece en los afloramientos del cañadón Díaz. Todas estas biozonas atribuyen al alomiembro una edad Thanetiense superior. Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican en la unidad las magnetozonas **C25n** y **C24r**, cuyo límite entre sí está calibrado actualmente en 57,1 Ma del Thanetiense superior.

Su edad sería Thanetiense superior (~57,6~56,9 Ma; ver Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).

- 3.1.4.1. Unidad cartográfica **25**. Lutitas oscuras y areniscas finas siliciclásticas con fauna de ostreas, moluscos y huesos de pingüinos.  
Unidad cartográfica **26**. Areniscas siliciclásticas y limolitas lajosas grises con improntas de plantas

Ambas unidades constituyen el primero de los dos ciclos antes mencionados (Figs. 3.7, 3.8 y 3.9). Equivalen a la unidad *TPcv5* de Sadler (1988).

La **unidad 25** situada encima de la base del alomiembro Bahía Pingüino, tiene una potencia máxima de unos 10 m y es cortada mediante una laxa superficie erosiva por la unidad suprayacente (26), llegando a desaparecer (Fig. 3.8).

Se trata de lutitas oscuras con pequeñas intercalaciones de areniscas finas laminadas siliciclásticas. Las estructuras sedimentarias son escasas siendo el conjunto bastante masivo.

Contiene fauna dispersa, de ostreas, dientes de peces y tiburones, gasterópodos y fragmentos de corales y equinoideos, con desigual estado de conservación. En estas facies y a pocos metros de su base, se encontró un hueso de pingüino fósil, *Crossvallia uienwillia* que, aparte de ser el pingüino fósil más antiguo encontrado en el continente antártico (~57 Ma), es de gran porte y sugiere que estos pingüinos adquirieron gran tamaño desde el inicio de su registro y con condiciones paleoclimáticas muy diferentes (Paleoceno, Eoceno) (Tambussi *et al.*, 2005).

La base de la **unidad 26** es una suave superficie erosiva que llega a cortar a la unidad infrayacente, llegándose a disponer directamente sobre la unidad 24 del Alm. Arañado (Fig. 3.9A). Esta misma disposición puede observarse también en las pequeñas mesetas situadas más al sur, donde la unidad 25 está ausente por erosión (Figs. 3.1 y 3.7). En los acantilados de bahía Pingüino, la unidad 25 también disminuye de espesor a favor de la 26 (Fig. 3.7A). El trazado cartográfico de esta superficie en los afloramientos principales, revela una cierta morfología de canal, sobre la que los depósitos areniscos se disponen en *onlap*, como lo refleja el trazado de las líneas de capa (Fig. 3.9A). Se deduce un sentido del paleocanal hacia el NE, lo que representa una orientación casi ortogonal con respecto a la dirección principal del valle incidido (hacia el SE).

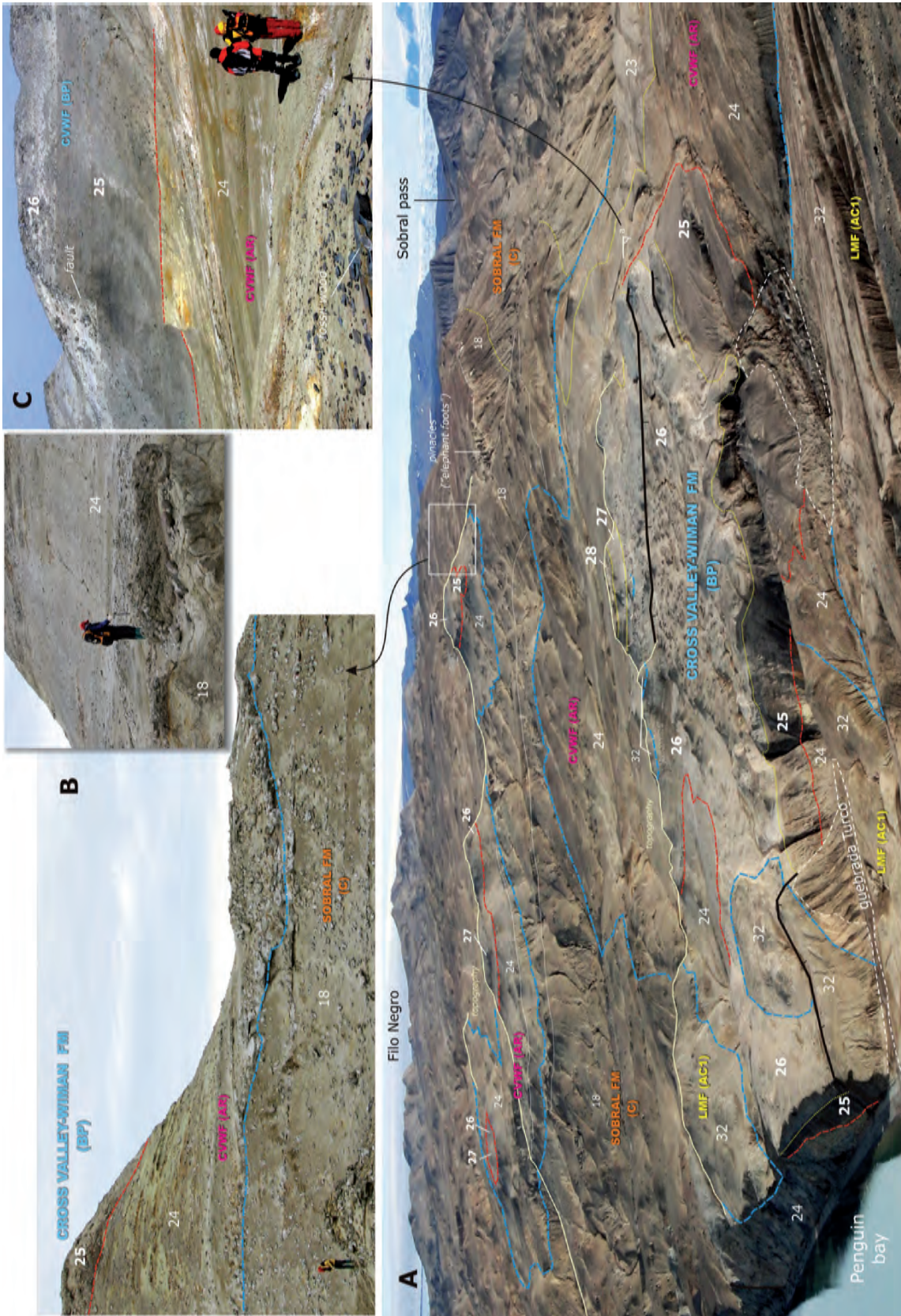
Se trata de una alternancia de areniscas de grano fino a medio y lutitas. Las areniscas son de composición siliciclástica formadas principalmente por clastos de cuarzo y feldespatos (67%) y en menor proporción de fragmentos líticos volcánicos (30%) (Marenssi *et al.*, 2012). En el terreno las tonalidades de esta unidad son blanquecinas, grises y amarillentas (Figs. 3.7, 3.8 y 3.9) y con una marcada laminación que hace que sean fácilmente lajables (Fig. 3.9B). Dicha laminación está constituida por sets de estratificación cruzada de muy bajo ángulo. También se han observado esporádicamente grietas de desecación (Amoedo, 1992).

Lo más característico de esta unidad es su contenido paleobotánico ya descubierto en la expedición sueca de Nordenskjöld (1901-04), constituido por algunos restos de troncos silicificados e improntas de hojas bien preservadas (Fig. 3.9B), de clima cálido y húmedo (Dusén, 1908).

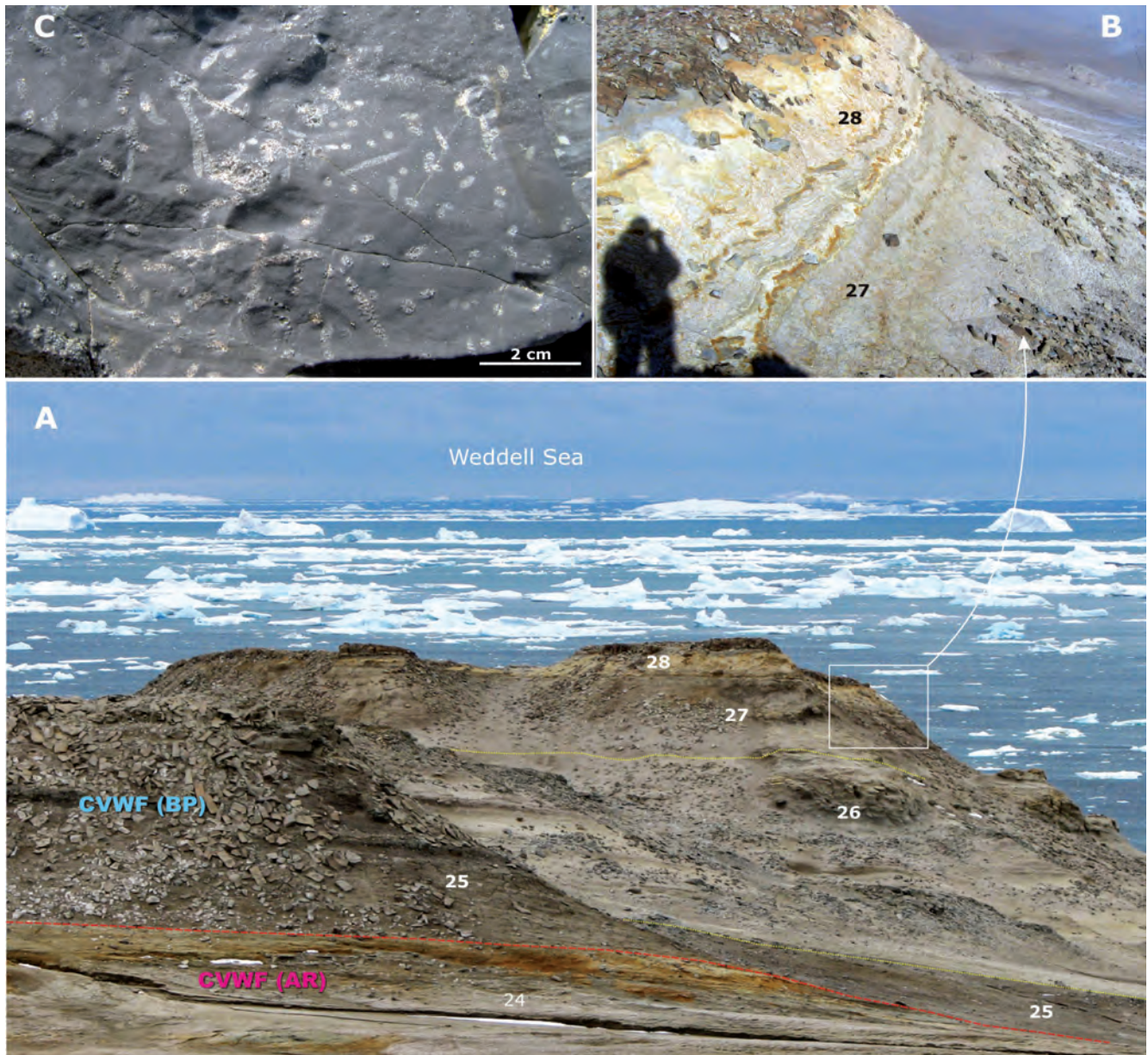
Las lutitas oscuras (25, 27) se interpretan como facies de aguas tranquilas tipo *lagoon* próximas a la costa. Las areniscas laminadas con restos de plantas (26, 28), serían facies detríticas litorales que invadirían el *lagoon* en un contexto regresivo y erosivo (morfologías canalizadas), acarreado y decantando posteriormente los restos de plantas.

En ambas unidades se encuentran las biozonas de palinomorfos: "**Zona 6**", de Askin, (1988); y las biozonas de dinoflagelados: *Aspectodinium homophorphum* y **NZDP7-8** de Nueva Zelanda (Bowman *et al.*, 2016), que se atribuyen al Thanetiense superior. Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican en la base de la **unidad 25** las magnetozonas **C25n** y **C24r**, cuyo límite entre sí está calibrado actualmente en 57,1 Ma del Thanetiense superior.

Su edad conjunta sería Thanetiense superior (57,2-57,0 Ma; Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).



**Figura 3.7.-** Panorámica desde La Meseta hacia el SO, del alombrero Bahía Pingüino (superior) de la CVWF, con la disposición de las unidades respecto al monoclinial del Gr. Marambio, inclinado unos 10° hacia el SE. En los acantilados de bahía Pingüino, la unidad 25 se acuña hacia el S hasta desaparecer. La superficie erosiva de la CVWF aparece en la base de los afloramientos aislados ("mesas" al fondo) sobre los depósitos de la Fm Sobral (18). Los depósitos de estos afloramientos, se han atribuido a la SF (Sadler, 1988; Tps5), sin embargo pertenecen a la parte superior de CVWF-AR (24). El contacto entre ambas unidades en este sector asume una laguna estratigráfica de más de 2 Ma (Fig. 3.1). Si se toma el nivel de los "pies de elefante" como referencia, se observa como la base posee una geometría canalizada. **B.-** Detalle de la discordancia en los afloramientos, con la base canalizada a diferentes escalas (S3 en Figs. 2.32 y 2.33). **C.-** Fallas observadas desde el punto de vista a señalado en la imagen. Se muestra el destacado contraste de color de las unidades en este sector (sec. 5 en Fig. 3.1), derivado del cambio de volcánico a siliciclástico, en la composición petrológica.



**Figura 3.8.- A.-** Aspecto de las unidades del Alomiembro Bahía Pingüino de la CVWF (sec. 5 en Fig. 3.1, con datos magnetoestratigráficos). Se observan las dos secuencias superpuestas de lutitas oscuras (25, 27) y areniscas grises lamosas (26, 28). La unidad 25 presenta niveles de areniscas laminadas, con diferente fauna, siendo frecuentes las *Ostraea*. A pocos metros de su base, se encontró el pingüino fósil, *Crossvallia unienwillia* (Tambussi *et al.*, 2005), el más antiguo del registro fósil de la Antártida (~57 Ma). **B.-** Detalle del contacto entre las unidades 27 y 28, con el marcado laminado de las areniscas blanquecinas (28). El cerro culmina con un nivel de areniscas oscuras. **C.-** Detalle de las areniscas oscuras laminadas de la unidad 27 en las mesetas más al sur, con intensa bioturbación de anélidos.

3.1.4.2. Unidad cartográfica **27**. Lutitas oscuras con fauna de ostreas. Unidad cartográfica **28**. Areniscas siliclásticas y limolitas laminadas

Conjuntamente, ambas unidades constituyen el segundo de los ciclos sedimentarios. Equivalen también a la unidad *TPcv5* de Sadler (1988).

Los sedimentos incluidos en la **unidad 27** son de características similares a los de la unidad 25. Afloran en la base del pequeño cerro culminante en los afloramientos principales y a techo de dos pequeñas mesetas situadas más al sur. En los primeros afloramientos (Fig. 3.8A), tiene una potencia de unos 5 m (sec. 5 en Fig. 3.1).

Se diferencia de la 25 en un contenido mayor de intercalaciones arenosas laminadas y una menor presencia de fósiles. En las mesetas aisladas más al sur, consiste en un nivel de areniscas finamente

laminadas, litificadas, lamosas y de color gris oscuro e intensamente bioturbada por anélidos (Fig. 3.8C).

La **unidad 28** solo aparece en los afloramientos principales del alomiembro (Figs. 3.8A y 3.9A). Se trata de unos 2 m de areniscas grises y amarillentas con laminación ondulada y niveles centimétricos más litificados y oscuros. Culmina a techo del cerro con un nivel de areniscas oscuras litificadas (Fig. 3.8B). La unidad es aparentemente azoica.

Su interpretación es semejante a la del ciclo anterior.

En ambas unidades se encuentran las biozonas de palinomorfos: "**Zona 6**", de Askin (1988); y las biozonas de dinoflagelados: *Aspectodinium homophorphum* y **NZDP7-8** de Nueva Zelanda (Bowman *et al.*, 2016), que se atribuyen al Thanetiense superior. Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015;



**Figura 3.9.- A.-** Panorámica de las unidades cartográficas del Alomiembro Bahía Pingüino de la CVWF, hacia el NE (F en Fig. 2.32). La base de la unidad 26, erosiona suavemente a la unidad 25 llegando a disponer directamente encima de la unidad 24 (CVWF-AR). Sobre la morfología de canal resultante, la parte inferior de las areniscas blaquecinas (26), se disponen en *onlap* (flechas blancas). Se deduce un sentido del paleocanal hacia el NE, casi ortogonal con respecto a la dirección del valle incidido principal (hacia el SE). **B.-** Detalles del aspecto lajoso y laminado de las areniscas de la unidad 26 y su abundante contenido paleobotánico, ya descubierto en la expedición sueca de Nordenskjöld (1901-04), con improntas bien conservadas de ramas, troncos y hojas de clima cálido y húmedo.

Montes *et al.*, 2019b) identifican en ambas unidades la magnetozona **C24r**, del Thanetiense superior.

Su edad conjunta sería Thanetiense superior (57,0~56,9 Ma; Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).

### 3.1.4.3. Unidad cartográfica **29 (Wiman)**.

Microconglomerados y areniscas siliciclásticas gruesas con laminación cruzada. Unidad cartográfica **30 (Wiman)**. Areniscas gruesas siliciclásticas y lutitas laminadas

Ambas unidades aparecen en los afloramientos de cabo Wiman encima de la unidad 24I (Figs. 3.2C y 3.10). Se describen conjuntamente ya que pertenecen a un mismo ciclo sedimentario. En la sección de cabo Wiman su espesor conjunto es de 33 m (W1 en Figs. 2.33 y 3.1). Equivaldrían a la unidad *TPcv?* de Sadler (1988) y a la *TPw2* de Elliot y Hofman (1989).

En su sector más potente, la **unidad 29** consiste en unos 13 m de microconglomerados y areniscas gruesas de naturaleza siliciclástica de colores verdosos en la base, formando paquetes métricos granodecrecientes y estratificación cruzada tabular y en surco. Esta litología más resistente, origina un apreciable resalte en la escarpada pendiente donde se sitúa el afloramiento (Fig. 3.10A). Hacia el techo de la unidad, la granulometría va en disminución, siendo los colores de tonalidad rojiza. En esta parte alta de la serie, se han encontrado bivalvos (*Pinna*).

Esta unidad se dispone sobre una superficie erosiva que corta a los sedimentos de la unidad infrayacente y que posee geometría de canal (Fig. 3.10A), sobre la que los depósitos descritos se situarían en *onlap*. El sentido del paleocanal sería hacia el E, con un ancho de afloramiento de algo más de 200 m.

La **unidad 30** mide unos 20 m y se sitúa encima de la anterior. Se trata de areniscas gruesas de tonalidad gris verdoso y amarillento que alternan con lutitas en secuencias granodecrecientes de espesor métrico (Fig. 3.10B). La base de las areniscas son laxas superficies erosivas tapizadas por un *lag* de gravas con cantos siliciclásticos principalmente. Internamente son frecuentes la estratificación cruzada en surco y pequeños restos de madera fósil carbonizada. Su aspecto recuerda a las facies de la unidades 26 y 28 (Figs. 3.8 y 3.9).

Su composición petrológica es principalmente siliciclástica, con predominio del cuarzo metamórfico sobre los fragmentos de líticos volcánicos (Hoffman, 1991). Este cambio petrológico tan acusado con respecto a la unidad infrayacente (24I), es uno de los principales criterios para relacionar a estas facies del cabo Wiman con sus equivalentes del cañadón Díaz.

La morfología de canal de la base del conjunto de estas unidades y la geometría en *onlap* de la misma, sugiere para estas facies un relleno de valle incidido abierto y orientado hacia el E, en un ambiente sedimentario marino somero de tipo estuarino o bahía restringida. La unidad 29 representaría las facies más energéticas de dicho relleno. Este valle incidido laxo sería contemporáneo a los depósitos del mismo alomembro en el cañadón Díaz (ver correlación en Fig. 3.1).

En ambas unidades se encuentran las biozonas de palinofos: "**Zona 6**", de Askin, (1988), atribuida al Thanetiense. Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) identifican también en las dos unidades la magnetozona **C25n**, del Thanetiense superior. El límite superior de esta magnetozona se encontraría en la unidad 25 (Fig. 3.1).

Su edad conjunta para ambas unidades sería Thanetiense superior (~57,6~57,2 Ma; Figs. 2.48, 3.39 y 3.1).

## 3.2. FORMACIÓN LA MESETA (LMF). PALEOCENO SUPERIOR-EOCENO MEDIO

La Formación La Meseta (Eoceno-Oligoceno?), se dispone discordante sobre las unidades anteriores. Esta relación fue publicada por primera vez por Rinaldi *et al.* (1978), a quienes también se debe el nombre de la formación. Está formada principalmente por una serie detrítica a base de brechas, areniscas y lutitas con horizontes de acumulación de conchas de moluscos (coquinas). Se caracteriza por contener una muy abundante y relativamente bien preservada fauna de vertebrados e invertebrados marinos así como vertebrados continentales y restos de plantas.

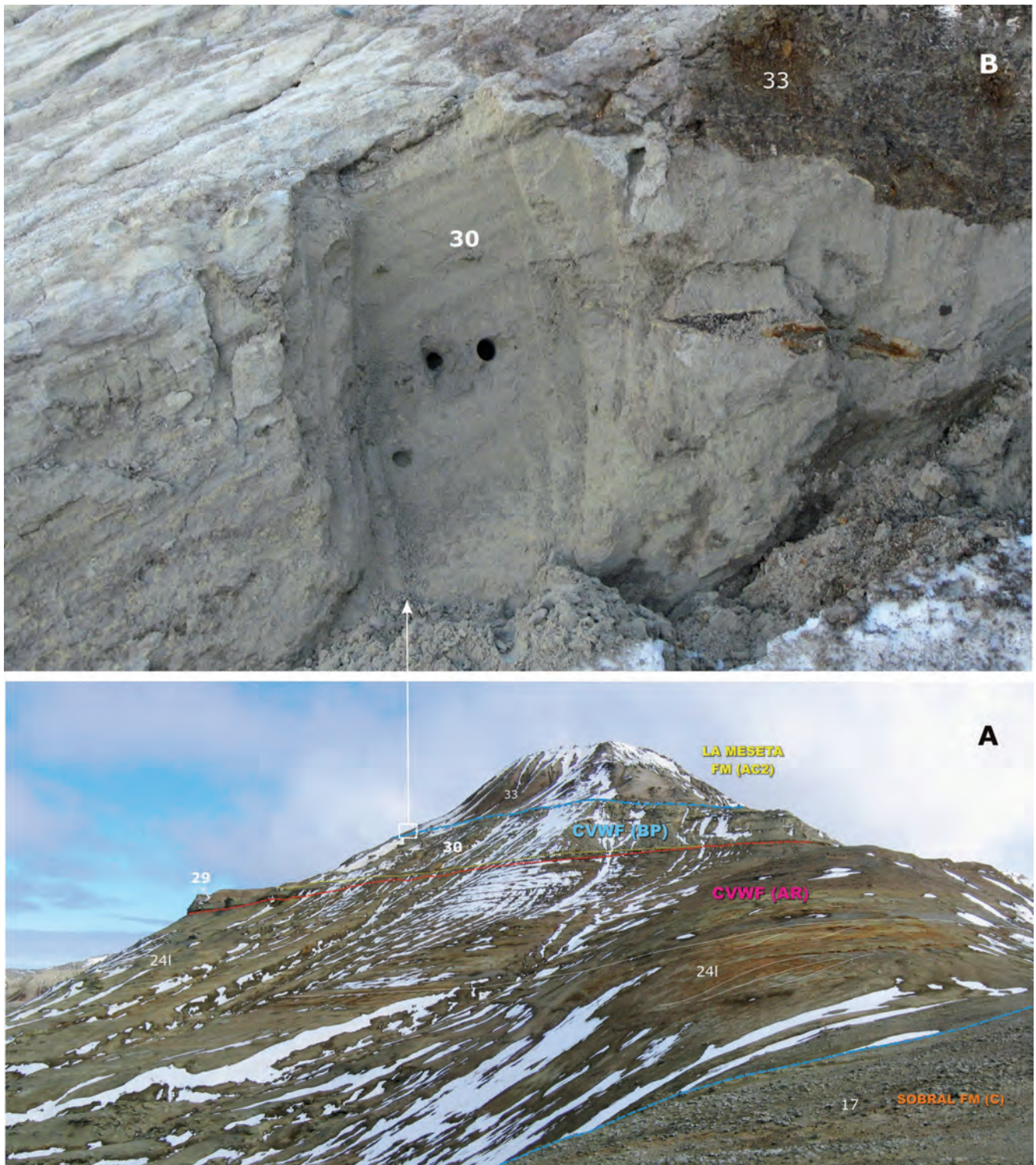
Tomando como base la arquitectura de los litosomas, las relaciones entre facies y sus paleoambientes sedimentarios, ha sido dividida en unidades estratigráficas limitadas a muro y techo por discontinuidades (alomie mbros), siguiendo los postulados de la guía estratigráfica de la NASC (2005).

En la presente cartografía se ha empleado la nomenclatura de Marensi (1995) y Marensi *et al.* (1998a,b), que en origen dividía la formación en los alomie mbros: Valle de las Focas, Acantilados, Campamento, Cucullaea I, Cucullaea II y Submeseta. No obstante, la resolución cartográfica ha propiciado que dicha división se haya modificado, incluyendo a la propia definición de la Fm La Meseta, pues el Alm. Submeseta (superior), ha pasado a ser considerado como una formación distinta, por sus características de facies, relaciones geométricas (superficie erosiva basal) y de edad. Estos datos cronológicos nuevos han sido aportados por estudios quimioestratigráficos de isótopos *Sr* (Ivany *et al.*, 2008) y magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b), que a su vez indican un hiato sedimentario en su base.

La nueva Fm La Meseta así entendida, registra unos 620 m de sedimentos arenosos finos, lutitas y coquinas de moluscos, como litologías predominantes. Asume los alomie mbros de Marensi (1995), aunque el Alm. Acantilados ha sido subdividido en dos: Alm. Acantilados I y Alm. Acantilados II, teniendo en cuenta la observación y seguimiento cartográfico de una nueva superficie erosiva interna que divide dicho alomembro en dos unidades de características litológicas diferentes. Así pues la Fm La Meseta queda entonces dividida en 6 alomie mbros, que de muro a techo son: **Valle de las Focas (VFM)**, **Acantilados I (AC1M)**, **Acantilados II (AC2M)**, **Campamento (CAM)**, **Cucullaea I (CU1M)** y **Cucullaea II (CU2M)**. En general, estos alomie mbros constan de una litología general con su número en el mapa y varias litologías secundarias, que se denotan con dicho número más letras minúsculas alusivas a su litología particular (por ejemplo, 31 y 31oI). A esta formación pertenecen las unidades 31 a 36 del mapa geológico.

La base de esta formación es una superficie diacrónica que interseca a todas las unidades más antiguas de la isla. La geometría lenticular y la arquitectura de las unidades internas fueron interpretadas como producto del relleno de un valle incidido, labrado sobre una plataforma (borde oriental de la cuenca de James Ross), emergida con posterioridad al plegamiento de las capas del Grupo Marambio y de la Fm Cross Valley-Wiman.

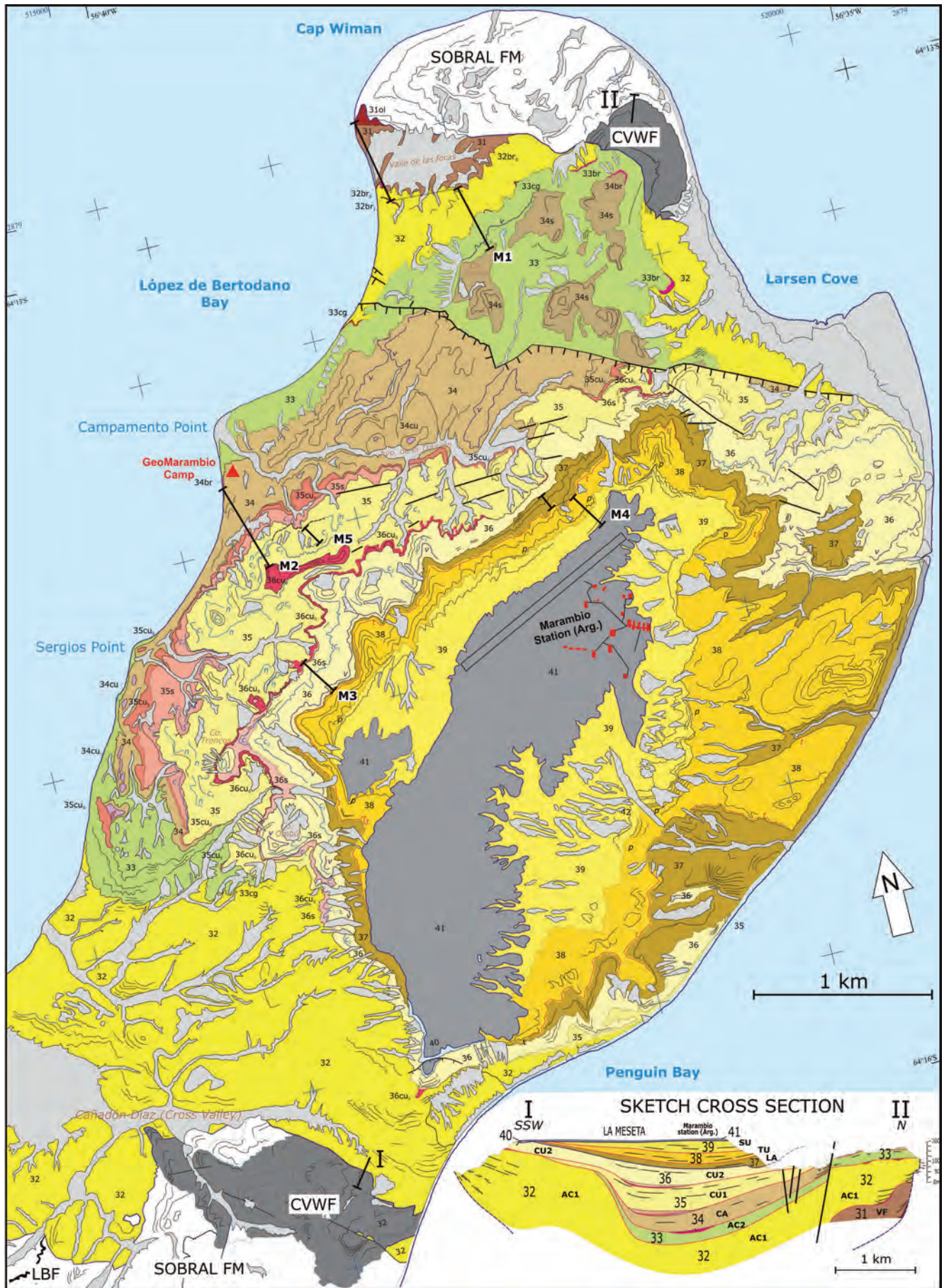
Para su caracterización estratigráfica, se han realizado 4 secciones parciales que se han sintetizado en una columna compuesta (M1, M2, M3 y M5 en Figs. 3.11, 3.12 y 3.13). Las secciones se han realizado en localidades apropiadas para registrar el mayor espesor.



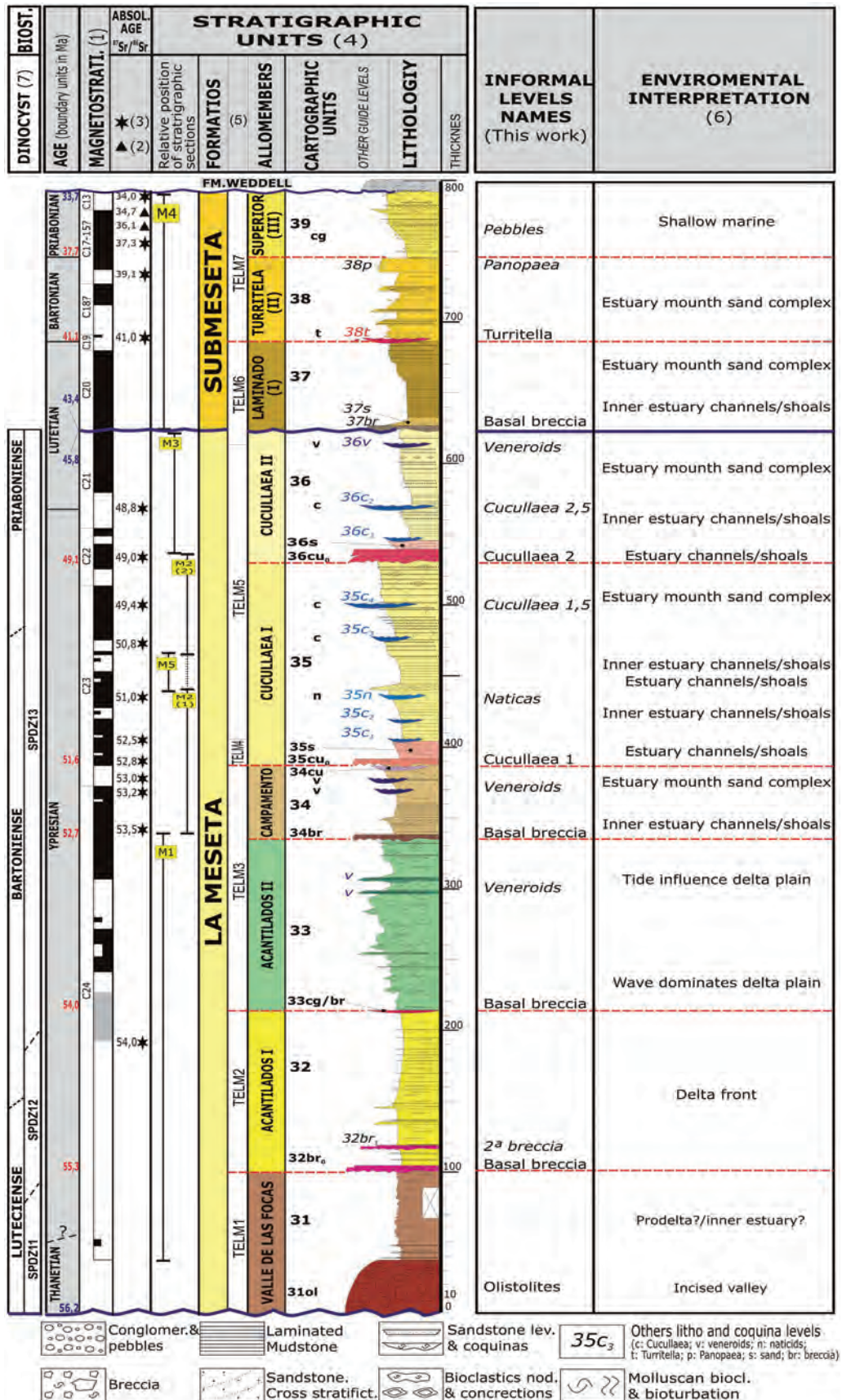
**Figura 3.10.- A.-** Panorámica de la Fm Cros Valley-Wiman en los afloramientos de cabo Wiman, desde la baliza hacia el S (W1 en Figs. 2.32 y 3.1). Estratificación cruzada a gran escala de la unidad 241. La unidad 29 son microconglomerados siliciclásticos que dan resalte topográfico y se acuñan lateralmente. Culminando el cerro aparece la base erosiva de la Fm La Meseta. Se aprecia el cambio de color entre las unidades de la CVWF derivado de la diferente composición petrológica (volcánico-siliciclástico). **B.-** Detalle del contacto de las areniscas gruesas láminas de color blanquecino de la unidad 30 y la base erosiva de LMF (AC2, 33). El aspecto de esta unidad recuerda a la unidad 26 en los afloramientos de cañadón Díaz (Fig. 3.9B). Agujeros del muestreo magnetoestratigráfico.

La edad de la formación ha sido recientemente puesta en duda, por la aparición de taxones de dinocistos que se atribuyen a biozonas del Mar de Tasman, cuya edad es más moderna (Douglas *et al.*, 2014) que el modelo de edad presentado en el mapa. Dado que el modelo de edad aún está en discusión (Amenábar *et al.*, 2018, 2019), en la presente memoria se mantiene (con alguna modificación), el que aparece en la leyenda del mapa geológico,

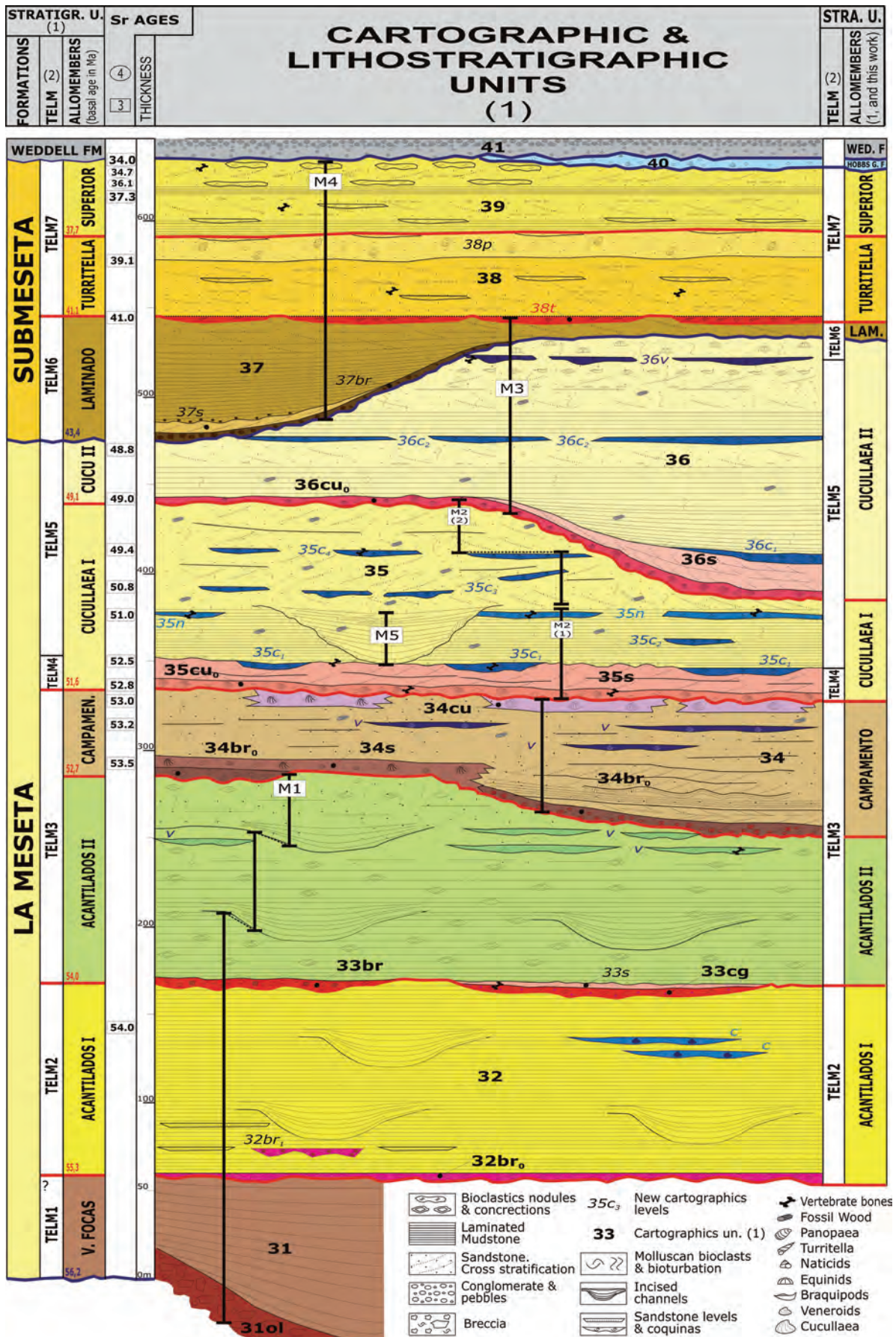
basado en estudios magnetoestratigráficos generados en la realización de la cartografía (Beamud *et al.*, 2015) y quimioestratigráficos de isótopos de Sr (Ivany *et al.*, 2008). Así pues la atribución de edad de la Fm La Meseta sería Thanetiense terminal-Luteciense inferior (~56,2--~58,8 Ma; Figs. 3.12 y 3.13). En el capítulo de cronoeestratigrafía del Grupo Seymour Island se argumenta más detalladamente esta datación (Figs. 3.39 y 3.40).



**Figura 3.11.-** Localización de las secciones estratigráficas en el Mapa Geológico (modificado del original) de las Fms. La Meseta y Submeseta. Los números y colores de la unidades estratigráficas así como la nomenclatura de nuevos niveles cartografiados que no aparecen en el Mapa Geológico, se encuentran en la Fig. 3.12. La geometría de las unidades se muestra en el esquema de abajo, basado en el Corte Geológico III-III' del Mapa Geológico.



**Figura 3.12.-** Columna estratigráfica general compuesta de las Fms. La Meseta y Fm Submeseta (modificada del Mapa Geológico) con los datos magneto y químico estratigráficos (isótopos de Sr con +/- 2 Ma de resolución); la nomenclatura informal de los niveles guía de la serie y, la interpretación de los ambientes sedimentarios. Las edades absolutas de los límites de las unidades se han obtenido por correlación con GTS'16 (ver Fig. 3.39). La localización de las secciones parciales, así como la ubicación de los nuevos niveles guía (en cursiva) no presentes en la cartografía, se encuentra en la Fig. 3.11. Referencias: (1) Beamud et al. (2015). (2) Dutton et al. (2002). (3) Ivany et al. (2008). (4) Montes et al. (2013). (5) Sadler (1988). (6) Marenssi (2006). La bioestratigrafía de dinocistos (7) corresponde a las biozonas de Bijl et al. (2013) sobre las que se han correlacionado los taxones estudiados por Douglas et al. (2014) y Amenábar et al. (2019).



**Figura 3.13.-** Esquema estratigráfico de Fm La Meseta y la Fm Submeseta, con las relaciones entre sí de los alomiembros, superficies erosivas, unidades y niveles cartografiados en el mapa geológico, junto con nuevos niveles guía y de coquinas (Figs. 3.11 y 3.12). Con tramas se identifican las diferentes facies dentro de cada uno de los alomiembros. Los Ma de las bases de los alomiembros están tomados del modelo de edad de la Fig. 3.39. Referencias: (1) Montes *et al.* (2013). (2) Sadler (1988). (3) Ivany *et al.* (2008). (4) Dutton *et al.* (2002).

### 3.2.1. Discontinuidad basal

Los afloramientos del límite inferior de la formación constituyen dos bandas paralelamente orientadas casi E-O. La distancia entre ambas es de aproximadamente 6 km.

Esta discordancia hacia el sur, constituye un bajorelieve desarrollado sobre los sedimentos de arenas y limos poco resistentes del Cretácico y Paleoceno de la Fm López de Bertodano (Fig. 3.14C). Sin embargo, hacia el este, esta superficie desarrolla un patrón más regular y empinado en la zona del cañadón Díaz (Fig. 3.7A). Este mismo patrón se repite en la zona norte en las inmediaciones de cabo Wiman, donde los buzamientos de la discordancia son hacia el sur y el contacto con los materiales del Paleoceno son muy nítidos y pueden asemejarse a una falla sinsedimentaria aunque en realidad se trata de una superficie erosiva muy abrupta, típica de un valle incidido (Figs. 3.14 y 3.2C).

Así pues, el relleno sedimentario tiene una forma lenticular (ver corte geológico III-III', esquema en Fig. 3.11), que a su vez, está buzando entre 7 y 10° hacia el SE. El relieve original del valle debe haber superado los 170 m ahora expuestos (Sadler, 1988; Marensi, 1995), y probablemente habría sido controlado tectónicamente (Santillana *et al.*, 1993). La discordancia erosiva corta angularmente a las capas de las unidades infrayacentes mientras que los sedimentos de la Fm La Meseta (Alm. Acantilados I y II) se disponen en *onlap* sobre dicha superficie erosiva, confirmando la morfología del relleno de valle incidido (Fig. 3.14). En la zona de cañadón Díaz, hay evidencias de deslizamiento de las capas a favor de la superficie erosiva, probablemente por la acomodación de la carga sedimentaria (Fig. 3.14C).

### 3.2.2. Alomamiento Valle de las Focas (VFM). Thanetiense superior

Se trata del alomamiento inferior de la Fm La Meseta. La componen las unidades **31** y **31ol** que se describen conjuntamente. Tiene una potencia general de unos 100 m. Consiste en una base de brechas olistolíticas de gran tamaño que hacia techo pasan a lutitas marrones. Se interpreta como facies de estuario o prodelta interno (Marensi, 1995, 2006).

Tiene una edad Paleoceno superior (Thanetiense)-Eoceno inferior (Ypresiense).

#### 3.2.2.1. Unidad cartográfica **31**. Lutitas arenosas marrones. **31ol**.- Brechas y olistotitos

Aflora en las inmediaciones del cabo Wiman, en el denominado Valle de las Focas, en la zona norte de la isla, siendo los acantilados al lado de la costa, los mejores para su observación (flecha *b* de Fig. 3.14). Se destaca que esta unidad, y por extensión el alomamiento, no aparece en los afloramientos más al sur de la LMF (zona del cañadón Díaz).

Tiene en conjunto unos 100 m de potencia y se ha registrado en la columna estratigráfica M1 (ver Figs. 3.11, 3.12 y 3.13). En dicha sección, existe actualmente un tramo cubierto por un nevero congelado que abarca la parte media de la unidad 31. No obstante en el verano austral del año 2009, dicha cola de nieve desapareció dejando afloramientos observables. Equivale a la unidad *TEIm* 1 de Sadler (1988).

La **unidad 31ol** es el término inferior y consiste en brechas y olistotitos, de unos 35 m de espesor conformado por conglomerados y bloques de gran tamaño (de hasta 8 m), angulosos y soportados

por una matriz arenoso-fangosa mal seleccionada e incluye fragmentos de fósiles marinos. Los bloques son principalmente derivados de diferentes unidades de la Fm Sobral presentes en cabo Wiman, sobre la que se depositan las brechas mediante superficie erosiva abrupta (Figs. 3.14A y 3.15A).

La **unidad 31** es el término general y consiste en unos 65 m de lutitas arenosas marrones y rojizas (Figs. 3.14B y 3.15B). Estos sedimentos son masivos o presentan laminación paralela fina a gruesa, con intercalación de delgadas láminas arcillosas amarillentas (Fig. 3.15B). Están moderada a pobremente litificadas y se caracterizan por fracturarse en bloques con superficies subparalelas planas a algo irregulares con respecto a la laminación. La granulometría dentro de cada lámina es homogénea. Está constituida por 50% a 80% de limo y con contenidos de arcilla de hasta 20%. La arena es muy fina y en conjunto la selección es mala (Marensi, 1995).

Tanto en la unidad 31 como en la 31ol, no se observa bioturbación y contiene fragmentos de invertebrados dispersos. No se hallaron briznas, ni carbón, aunque al microscopio en la unidad 31, se encuentran abundantes restos vegetales de madera, cutículas, esporas y polen (Askin, 1993). La asociación de dinoflagelados es de baja diversidad y alto dominio de especies marinas de aguas de baja salinidad o bien salobres (Askin, *et al.*, 1991; Coccozza y Clarke, 1992).

El tamaño y la organización interna de los depósitos de brechas y olistotitos de la unidad **31ol**, así como su naturaleza extraformacional (Fm Sobral), sugiere unos mecanismos de sedimentación por fenómenos gravitacionales. Por lo tanto este depósito podría ser interpretado como una brecha de talud producto del colapso de los bordes abruptos del valle incidido.

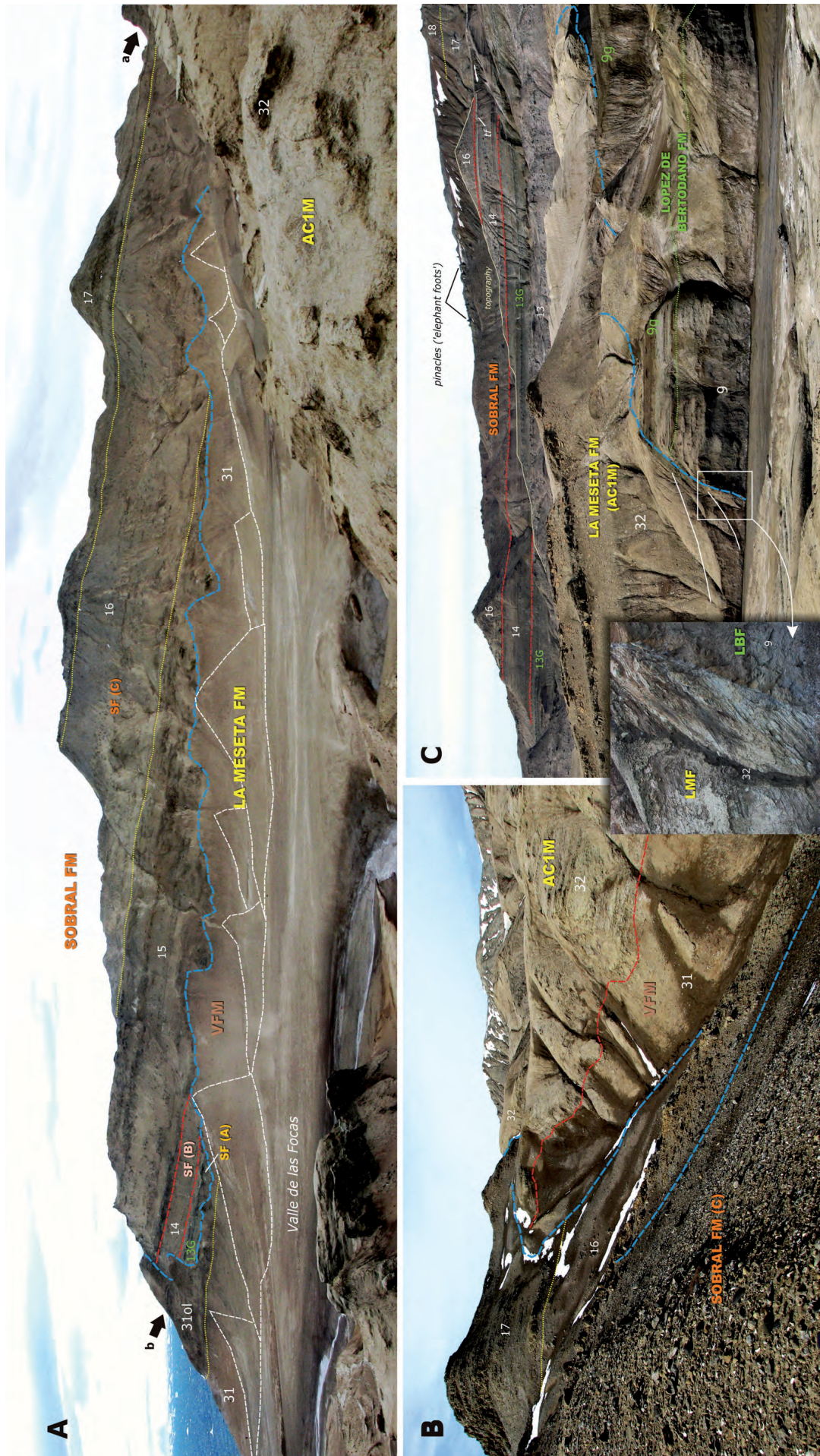
En cuanto al término general, la unidad **31**, se interpreta como producto de la sedimentación a partir de una suspensión en ambientes de baja energía argumentado por el tamaño de grano y la ausencia de estructuras de corriente. La presencia de las láminas arcillosas puede corresponder a alteración de niveles piroclásticos o decantación en un ambiente totalmente quieto. La preservación de laminación indica ausencia de organismos infaunales, probablemente debido a la extrema turbidez del medio. La ausencia de macrofauna y la flora de dinoflagelados hallada sugieren un ambiente estresado, probablemente estuarino (Coccozza y Clarke, 1992). La presencia de abundantes tejidos vegetales (Askin, 1993), indican asimismo, una fuente cercana de estos materiales.

Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015), identifican en la unidad la magnetozona **C24r** situada en la base del Ypresiense. Sin embargo el contenido de dinocistos en la unidad (Douglas *et al.*, 2014; Amenábar *et al.*, 2018, 2019) hace que se les atribuya por correlación con la biozona **SPDZ11** de Bijl *et al.* (2013), de edad Luteciense medio. Ante la evidente discrepancia se opta por respetar (con modificaciones) la edad asignada en la cartografía.

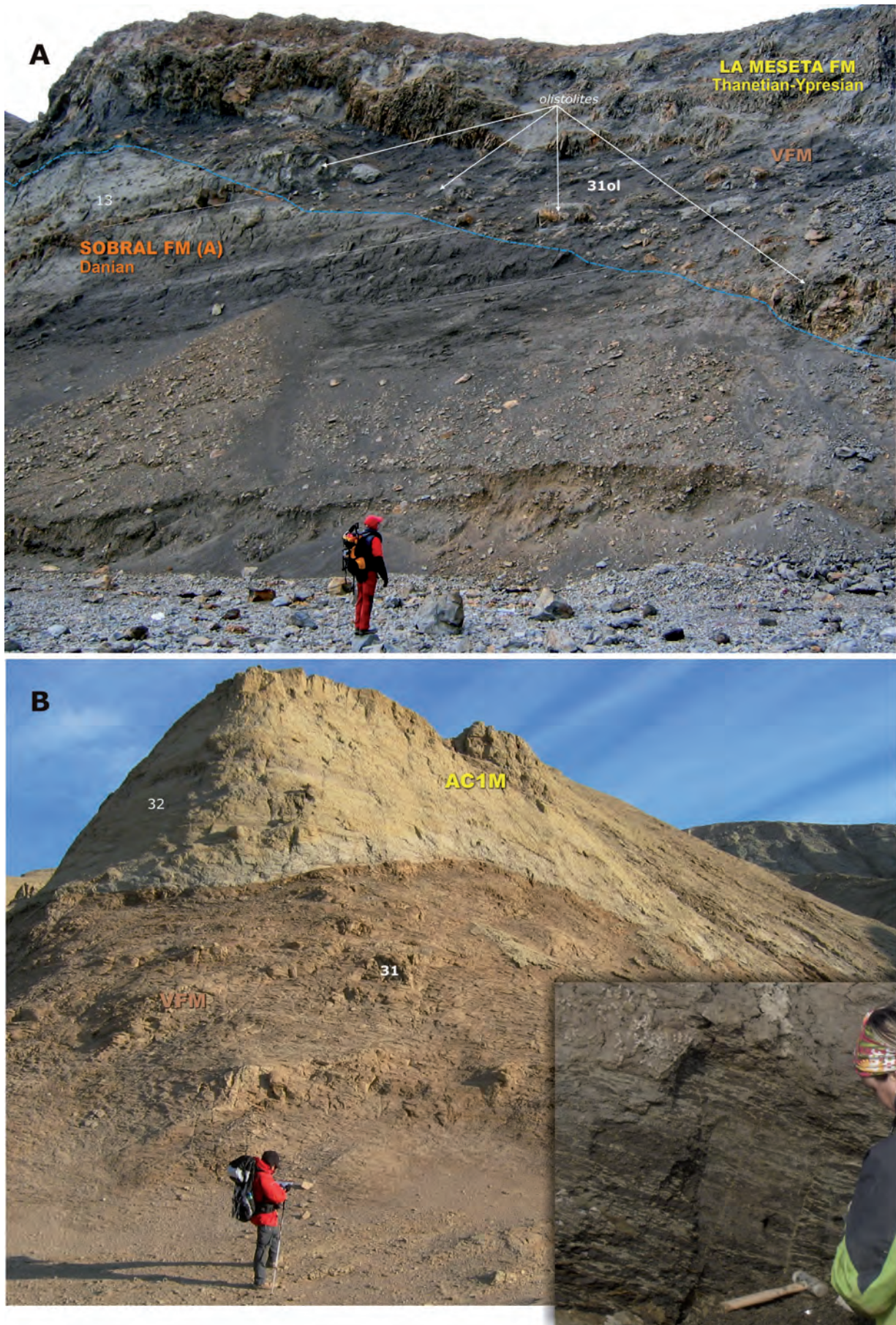
Su edad atribuida sería por tanto Thanetiense terminal?-Ypresiense basal (~56,2-55,3 Ma; ver Figs. 3.12, 3.13 y 3.39).

### 3.2.3. Alomamiento Acantilados I (AC1M). Thanetiense terminal-Ypresiense basal

Se dispone mediante superficie erosiva sobre el alomamiento anterior. Esta superficie erosiva, en ocasiones con forma de canal, puede seguirse bien en la parte baja de la ladera del flanco sur



**Figura 3.14.-** Diversas panorámicas de la base erosiva de la Fm La Meseta poniendo de manifiesto el encajamiento decamétrico sobre las formaciones infrayacentes. **A.-** Zona de cabo Wirman y valle de las Focas (S1 en Fig. 2.32; M1 en Fig. 3.11) mostrando la base erosiva de la Fm Sobral (borde N del valle incidido). La flecha *a*, indica el punto de vista de la Fig. B. A la izquierda sobre la discordancia, se instalan los olistolitos de la unidad 31ol del Alm. Valle de las Focas. La flecha *b*, indica el punto de vista de la Fig. 3.15A. **B.-** VFM (31) y Alm. Acantilados I (AC1M, 32) en *onlap* del sobre la superficie erosiva, típico del relleno de un valle incidido. En este sector, la unidad 17 de la SF muestra una marcada estatificación cruzada. **C.-** Base de LMF en la zona del cañadón Díaz (borde S del valle incidido) con los depósitos del AC1M (32) en *onlap* sobre el K-Pg de la LBF (9, 9g). El detalle muestra el deslizamiento de las capas a favor del plano de la superficie erosiva por la acomodación de la pila sedimentaria. Al fondo las unidades de la Fm Sobral.



**Figura 3.15.- A.-** Superficie erosiva de la Fm La Meseta con las brechas olistolíticas del Alm. Valle de las Focas (31ol), cerca de cabo Wiman (flecha *b* en Fig. 3.14A; A en Fig. 2.32). **B.-** Lutitas marrones de la unidad 31 en el valle de las Focas. Se aprecia el contrastado color con las areniscas amarillentas del Alm. Acantilados I (32), así como su base erosiva ondulada. Detalle de las lutitas con las láminas arcillosas amarillentas.

del valle de las Focas sobre los depósitos la unidad inferior (Figs. 3.14B, 3.15B y 3.16). En los afloramientos del sur (zona del cañadón Díaz), esta superficie erosiva constituye la base de la formación por ausencia del alomiembro infayacente (Fig. 3.14C; ver corte geológico III-III”).

Está compuesta por las unidades **32**, **32br**, **32bz** y **c** (niveles de cucullaea) que se describen conjuntamente. Su potencia es de 115 m. Básicamente su litología consiste en una alternancia decimétrica de arenas y lutitas finamente laminadas, y se interpretan como facies marinas dominadas por las mareas, desarrolladas dentro de un valle incidido. Su edad es Paleoceno superior (Thanetiense terminal)-Eoceno inferior (Ypresiense basal).

Anteriormente constituía la parte inferior del denominado “Alomiembro Acanuilados” de Marensi, (1995; 1998a,b). En este trabajo constituye una unidad diferenciada por la observación y cartografía de una superficie erosiva que constituye la base del Alomiembro Acanuilados II.

3.2.3.1. Unidad cartográfica **32**. Arenas y lutitas grises interlaminadas, con niveles de coquinas.  
**32br**.- Brechas y conglomerados. **32bz**.- Brechas y conglomerados con briozoos. **c**.- Niveles de areniscas con Cucullaea

El término general de la unidad (32), aflora entre cabo Wiman y caleta Larsen, en la parte norte, y en ambos márgenes del cañadón Díaz, en la parte más estrecha de la isla. Los afloramientos más favorables para su estudio son los acanuilados que jalonan la bahía López de Bertodano.

Se han registrado 115 m de esta unidad en la parte intermedia de la columna M1 (Figs. 3.11, 3.12 y 3.16A), en las pendientes al este del cerro Jonás, sobre el margen sur del valle de las Focas. Equivale a la unidad *TElm 2* de Sadler (1988).

La base de la unidad consiste en una superficie erosiva en ocasiones con forma de canal, que lleva asociada diversos sedimentos que la rellenan (32br y 32bz).

La **unidad 32br**, aflora bien en el borde sur del valle de las Focas, en el pequeño acanuilado pegado a la costa. Consiste en brechas y conglomerados con bloques de limos con láminas de arcillas o arenas y fangos interlaminados que han conservado perfectamente su estructura interna. Estos bloques pertenecen principalmente a las lutitas arenosas marrones de la unidad 31 (Fig. 3.16A). Un afloramiento parecido de escasa entidad no representado en la mapa geológico, aparece también unos 15 m sobre la base de la unidad, y entre los sedimentos del término general (32br, en Figs. 3.11, 3.12 y 3.13). Otro afloramiento semejante, se ha reconocido en la cabecera del valle de las Focas e incorpora, junto a las brechas y conglomerados, restos de ostreas (Fig. 3.11).

La **unidad 32bz**, aparece discordante sobre los materiales del Cretácico (unidad 8), cerca de la costa, en las inmediaciones del refugio Valverdú, al oeste del cañadón Díaz. Se trata de un afloramiento reducido y aislado donde se registran unos 2 m de conglomerados y arenas con conchas grandes de ostreas y fragmentos de *Pecten*. Los conglomerados contienen clastos de rocas volcánicas y resedimentados de la Fm Cross Valley-Wiman. La matriz es arenosa y rica en fragmentos de conchas. Los elementos mejor preservados de fauna incluyen bryozoos, una variedad de brachiopodos, tubos de gusano de serpúlidos, crinoides y cucullaea (Zinsmeister en Sadler, 1988; Hara, 2002; López Cabrera y Olivero, 2011) (Fig. 3.18).

El término general de la **unidad 32**, consiste en una serie grano-creciente compuesta por una alternancia decimétrica de arenas muy finas y lutitas finamente laminadas, de colores grisáceos amarillentos (Fig. 3.17). Las láminas lutíticas son tabulares e internamente presentan laminación ondulada centimétrica, *flaser* y *linsen* (Fig. 3.17B). Las lentes y los estratos arenosos tienen espesores de 5 a 35 cm son de arena muy fina y moderadamente mal seleccionada. Tienen bases netas onduladas o erosivas y techo transicional. La tendencia dentro de cada lente o estrato individual es granodecreciente y las arenas pasan transicionalmente a los lutíticos arenosos. Este tipo de alternancia en ocasiones rellena surcos con base erosiva (Fig. 3.17A), que normalmente se sitúan en la parte superior de la unidad.

En el flanco sur del valle de las Focas se reconocen al menos dos niveles métricos de una arenisca muy fina y micácea de color beige más claro que destacan sobre el gris dominante de la litología general. Este tipo de niveles es frecuente también en los afloramientos próximos al cañadón Díaz (Fig. 3.16).

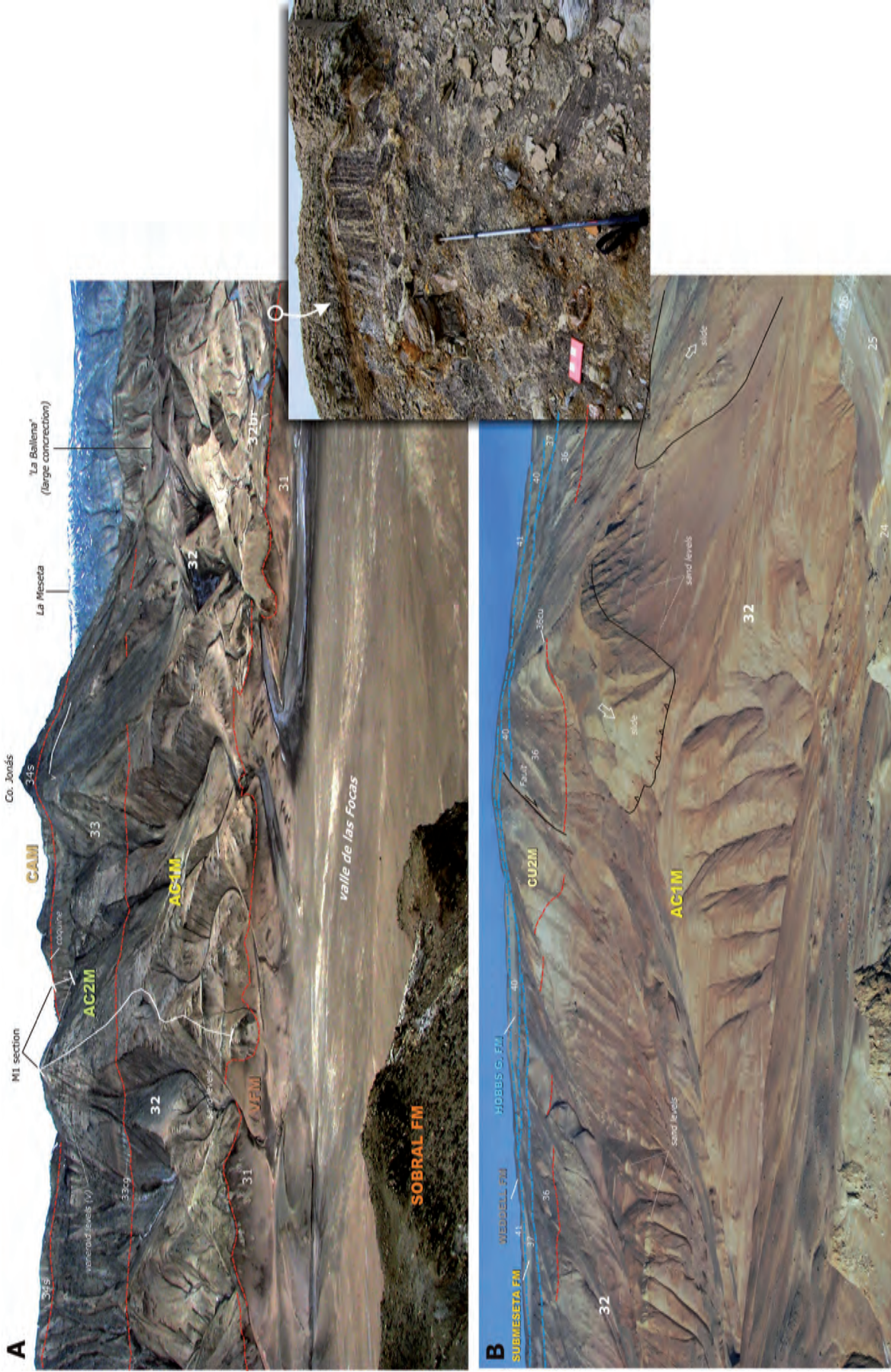
En los acanuilados de la bahía López de Bertodano, estas facies están afectadas por fallas sinsedimentarias de gran envergadura que producen desplazamientos de bloques de variadas dimensiones (hasta 10 m de espesor) en el sentido de inclinación de las mismas (fallas gravitacionales). En algunos casos pueden observarse variaciones de espesores en los dos bloques y en el bloque bajo estructuras tipo *roll-over*. Los bloques no han perdido su coherencia y la estratificación solo presenta flexuras e inclinaciones anómalas. Los planos de deslizamiento son netos, cóncavos hacia arriba, de variada inclinación y limitan sedimentos idénticos a ambos lados, no encontrándose residuos de canal o sedimentos de mayor calibre a lo largo de los contactos.

La bioturbación es moderada a fuerte, principalmente horizontal, con trazas identificables de *Planolites*, *Rhizocorallium* y ocasionalmente *Zooplycus* pequeños. Se encuentran escasos restos de invertebrados, especialmente nuculanidos con ambas valvas abiertas pero articuladas, también gasterópodos pequeños, decápodos, peces, y localmente briznas carbonizadas. En la zona del cañadón Díaz, se han identificado y cartografiado rellenos lenticulares con restos de bivalvos de cucullaea (**nivel c**, Fig. 3.11).

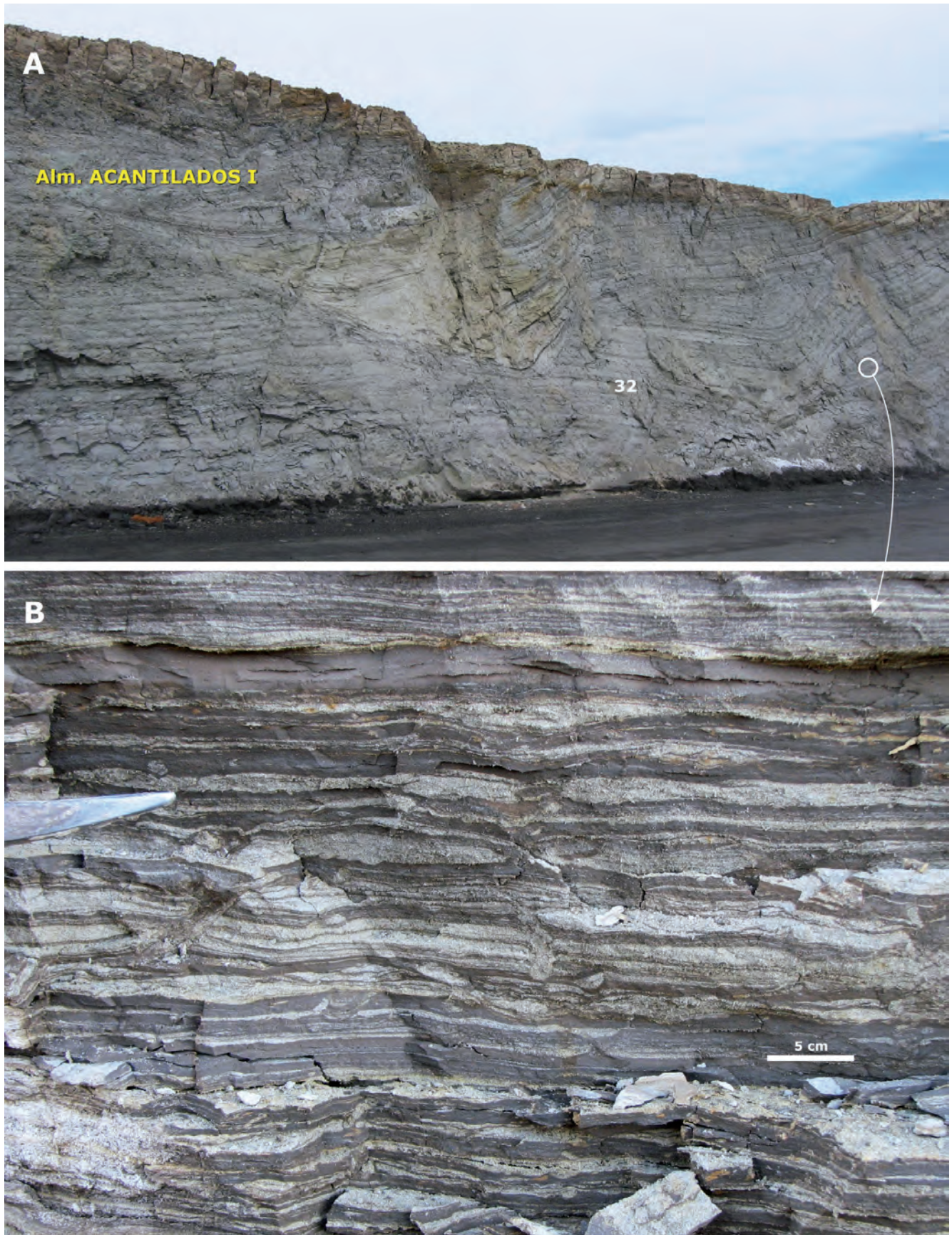
La angulosidad de los bloques mayores de la unidad **32br** y el hecho de que los mismos no hayan perdido su coherencia a pesar del carácter extremadamente friable de la mayoría, indican que la distancia de transporte fue mínima. Se interpretan como depósitos producidos por erosión y colapso de bordes de canales de gran envergadura (Marensi, 1995).

En cuanto a los sedimentos de la unidad **32bz**, se interpretan como depósitos residuales sobre un “suelo duro” (cretácico), a media ladera del valle incidido de La Meseta recién labrado y en un nivel aun no cubierto de sedimento (López Cabrera y Olivero, 2011). Apoya esta interpretación la fauna colonial, especialmente de briozoos, descrita en el afloramiento (Hara, 2002). Esta interpretación sugiere una sedimentación contemporánea al del Alm. Valle de las Focas (31), dado que sus depósitos son los primeros en rellenar del valle incidido. No obstante se mantiene su descripción en esta unidad por coherencia con la notación en la Mapa Geológico. Según esta interpretación, y teniendo en cuenta el modelo de edad para el VFM (Fig. 3.39), no se descarta que este tipo de fauna tenga que ver con el máximo térmico del tránsito Paleoceno-Eoceno (PETM).

La alternancia mixta que caracteriza a la unidad **32**, indica que se formaron en condiciones tractivas y suspensivas que sugieren condiciones de energía fluctuante en ambientes marinos por debajo



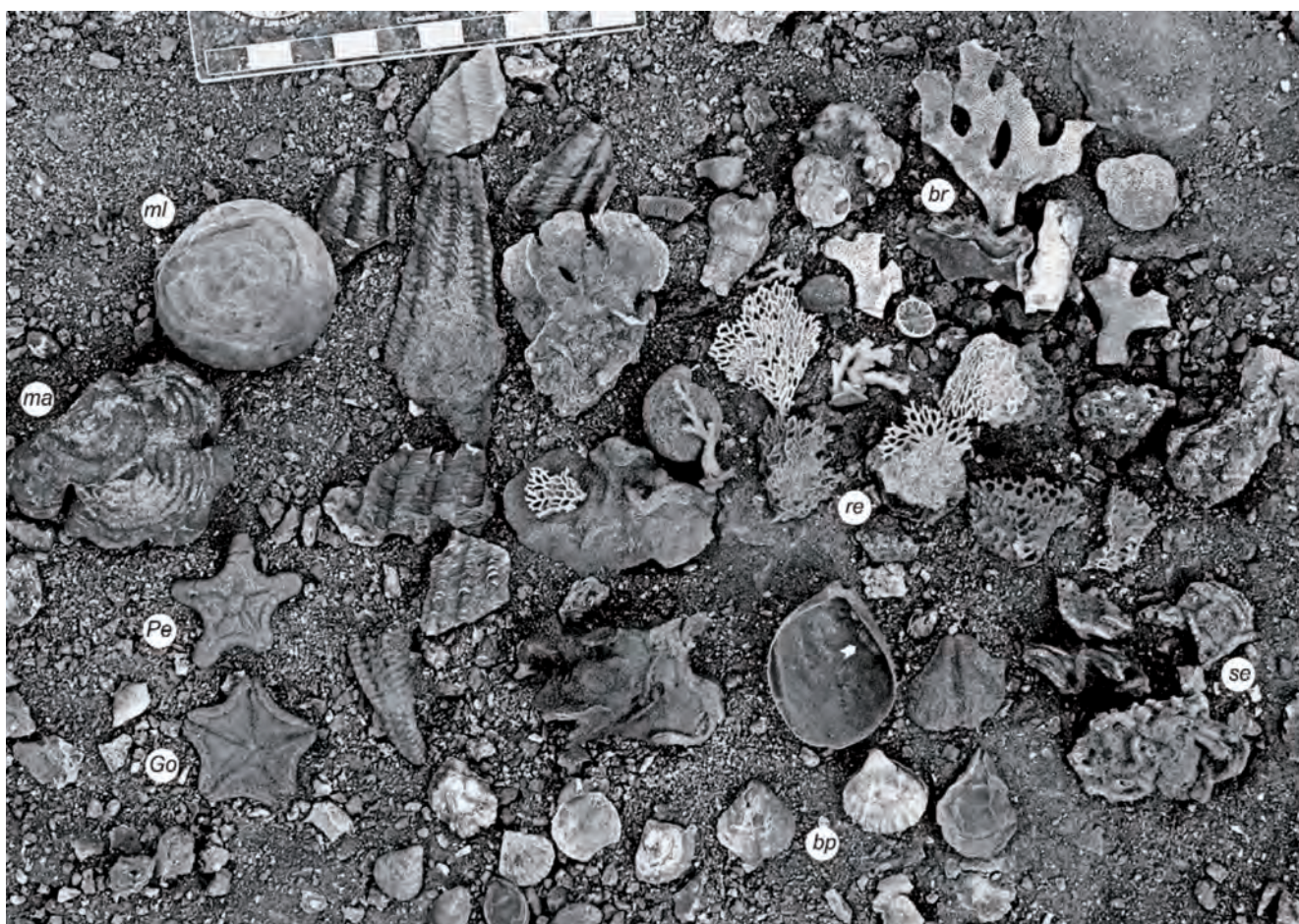
**Figura 3.16.-** Panorámica hacia el SO del valle de las Focas. Se observa la superficie erosiva alabeada del Alm. Acantilados I, que en ocasiones muestra una brecha basal (32br), formada por bloques de lutitas laminadas resedimentadas del VFM (detalle). El AC2M, muestra un ligero cambio de color, y abundancia de concreciones. El Alm. Campamento muestra la base (34s) rica en areniscas con coquina de bivalvos. Se muestra la posición de la gran concreción denominada "La Ballena" (Fig. 3.21), en la base del AC2M, y la traza de la sección M1 (Fig. 3.11). **B.-** Panorámica del Alm. Acantilados I en la vertiente sur de La Meseta. Destaca la gran potencia de la serie, los niveles de areniscas y los deslizamientos que afectan a la serie en este sector. Sobre el AC1M, se instala aquí el Alm. Cucullaea II, faltando los demás almiembros intermedios (AC2M, CAM, y CU1M) (ver corte geológico). En las partes superiores aparece el borde sur del relieve de La Meseta con la Fm Submeseta (37), Fm Hobbs Glacier (40) y Fm Weddell (41).



**Figura 3.17.- A.-** Aspecto del laminado y los surcos del Alm. Acantilados I (32) en los acantilados cercanos al cañadón Díaz (ver Fig. 3.11). **B.-** Detalle de la laminación *flaser-linsen* centimétrica de los tramos más lutíticos.

del nivel de acción del oleaje y dominados por las mareas (Marenssi, 1995), propicios para el desarrollo de pequeños canales que arrastrarían la epifauna del fondo (niveles de areniscas con *cucullaea*, c).

Las estructuras deformacionales se interpretan como sinsedimentarias y son muy comunes en depósitos del frente deltaico, en donde arenas, limos y arcillas de los depósitos distales de boca



**Figura 3.18.-** Fósiles bien conservados en la unidad 32bz del Alm. Acantilados I de la LMF, al oeste del cañadón Díaz, en un cerro denominado *Bill Hill* (tomada de López Cabrera y Olivero, 2011). Aparecen colonias de briozoos masivas (*ma*), multilamelares (*ml*), reticuladas (*re*), y ramificadas (*br*); braquiópodos (*bp*); tubos de serpúlidos (*se*); y los asterozoos *Pentagonaster elegans* (*Pe*) y un goniasterida indeterminada (*Go*). La flecha blanca apunta a *Leptochiton* sp., espécimen unido a la valva interna de *Liothyrella*? sp. La barra de escala es de 10 cm.

de los distributarios se acumulan muy rápidamente sobre depósitos fundamentalmente fangosos de prodelta, generando pendientes inestables. Las del tipo *roll-over* asimismo, se interpretan como formadas en relación a fallas de crecimiento (Sadler, 1988), y son comúnmente citadas para ambientes de frente deltaico (Marenssi, 1995).

Conjuntamente, todas las unidades descritas estarían rellenando el relieve erosivo que constituye el valle incidido de la Fm La Meseta. El progresivo relleno en agradación vertical provoca la colmatación de dicho valle y que depósitos de esta unidad se encuentren sobre los materiales de la Fm Cross Valley-Wiman (26) en la zona de bahía Pingüino (Fig. 3.7A).

Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015), identifican en la unidad las magnetozonas **C24r** y **C24n.3n** situadas en el base del Ypresiense inferior. Muestras de **isótopos de Sr** sobre valvas de *Cucullæa* sp. en la zona del cañadón Díaz (Ivany *et al.*, 2008) ofrecen una edad de 54,0 Ma. Asimismo, en el afloramiento de la unidad 32br en la cabecera del valle de las Focas, Marenssi (2006) aporta una basadas también en isótopos de Sr de 54,3 Ma. Ambas edades son coherentes con la de las magnetozonas. Sin embargo el contenidos de dinocistos (Douglas *et al.*, 2014; Amenábar *et al.*, 2018, 2019) hace que se le atribuya por correlación con las biozona **SPDZ11-12** de Bijl *et al.* (2013), de edad Luteciense superior-Bartoniense. Ante la evidente discrepancia se opta por respetar (con modificaciones) la edad asignada en la cartografía.

Su edad atribuida sería por tanto Ypresiense inferior (55,3-54,1 Ma; ver Figs. 3.12, 3.13 y 3.39).

### 3.2.4. Alomiembro Acantilados II (AC2M). Ypresiense inferior

Se trata de un nuevo alomiembro dentro de la Fm La Meseta definido en el transcurso de la realización de la cartografía geológica. Se sitúa sobre el alomiembro anterior mediante una superficie erosiva, irregular y cartografiable en ambos márgenes del valle incidido de la Fm La Meseta. Dicha superficie presenta morfologías de canal en ciertos tramos, rellenas de conglomerados y areniscas (33cg), o brechas con cantos irregulares (33br) (Fig. 3.19). En otras ocasiones simplemente es un contacto entre litologías diferentes y apreciables en el campo (32 y 33).

Está compuesta por las unidades **33**, **33cg**, **33br** que se describen conjuntamente. Su potencia general es de 120 m. Básicamente su litología consiste en una alternancia decimétrica de arenas y lutitas gris marronáceo finamente laminadas, que incorporan abundantes concreciones redondeadas de magnitud métrica. Son estas concreciones así como el contenido más arenoso de esta unidad y un cierto color más oscuro el que le distingue del anterior Alm. Acantilados I.

Se interpreta como resultado de la progradación de un frente deltaico sobre una plataforma dominada por las mareas e influenciada por tormentas, desarrollado dentro de un valle incidido. Su edad es Eoceno inferior (Ypresiense inferior).

### 3.2.4.1. Unidad cartográfica **33**. Arenas y lutitas grises laminadas con concreciones métricas. **33cg**.- Conglomerados y areniscas laminadas. **33br**.- Brechas, conglomerados y areniscas con coquinas

El término general (33) se distribuye en dos afloramientos. El del norte ocupa la parte media-alta de los relieves del flanco sur del valle de las Focas y de los próximos a caleta Larsen. El del sur se sitúa entre punta Sergios y la desembocadura del cañadón Díaz (Cross Valley) y se acuña hacia el SE por erosión de alomientos posteriores.

Se han registrado 120 m de esta unidad en la parte alta de la columna M1, en las pendientes al este del cerro Jonás, sobre el margen sur del valle de las Focas. Equivale a la parte inferior de la unidad *TEIm* 3 de Sadler (1988).

La base de la unidad consiste en una superficie erosiva en ocasiones con forma de canal, que lleva asociada diversos sedimentos que la rellenan (33cg y 33br).

La **unidad 33cg** tiene muy buena observación y afloramiento en los acantilados entre punta Campamento y el valle de las Focas (Fig. 3.19A). En estos afloramientos la unidad consta de tres términos. El inferior son 2 m de conglomerados clastosoportados y heterométricos que contienen abundantes conchas de bivalvos (*cucullaea*) y que se sitúan sobre una superficie erosiva que corta claramente a los depósitos del alomiento inferior. El intermedio se trata de entre 3 y 4 m de arenas finas laminadas y que se acuñan lateralmente. El superior son entre 4 y 5 m de arenas finas masivas de color gris y con algunas concreciones. El espesor del conjunto son unos 10 m. También se ha cartografiado bajo este epígrafe un afloramiento en las laderas del sur del valle de las Focas con forma de paleocanal de color más claro que los sedimentos del entorno (Figs. 3.16A y 3.20A). Consiste principalmente en arenas grises masivas del tipo del tramo superior descrito anteriormente. En la base de este afloramiento se ha reconocido un *lag* conglomerático. Este término arenoso en la vertiente al oeste de cerro Jonás (valle de las Focas), genera unas curiosas concreciones alargadas métricas, horizontales, y de bordes redondeados que recuerdan a vertebras de cetáceo. A este paraje singular se le conoce como "La Ballena" (Fig. 3.21). En el entorno de este paraje se halló el diente de mamífero más antiguo hasta la fecha del continente antártico (Gelfo *et al.*, 2015).

La **unidad 33br** aflora en el norte, al este del valle de las Focas, a media ladera de los relieves próximos a la CVWF en este sector (Fig. 3.11). También se ha cartografiado en las laderas de los relieves circundantes a caleta Larsen, y en un pequeño afloramiento (normalmente cubierto por un helero persistente), en la ladera sur del cerro Ombú. Consiste en brechas y conglomerados con bloques de arenas finas y lutitas interlaminadas que han conservado su estructura interna (Fig. 3.19B). Estos bloques, en ocasiones de varios metros, pertenecen a los materiales de la de la unidad 32 (Alm. Acantilados I), y contienen también abundantes restos de conchas de bivalvos (Fig. 3.19C).

Los primeros metros del término general de la unidad 33, son semejantes al de la 32, es decir una alternancia decimétrica de arenas muy finas y lutitas finamente laminadas, con laminación ondulada, paralela y *ripples* de oscilación, que en ocasiones posee base erosiva con *lag* conglomerático sobre las areniscas de la unidad 33cg (Fig. 3.19A). Se diferencia del anterior por una coloración más rojiza y ligeramente más oscura. La parte alta de la unidad se caracteriza por la incorporación de capas cada vez más arenosas y la aparición de concreciones métricas y redondeadas,

que en ocasiones (parte más alta), llevan incorporadas fragmentos de bivalvos (33v en Figs. 3.12, 3.13 y 3.20A). Estas concreciones se reconocen bien en el terreno tanto en los afloramientos del valle de las Focas (Figs. 3.16A y 3.20A), como en los del sur del cañadón Díaz, donde genera unos relieves relativamente acusados con las concreciones acarreadas a media ladera (Fig. 3.11). Son especialmente llamativas por su gran tamaño y formas caprichosas, las concreciones que se conservan en los chorrillos al este del cerro Jonás y las que se observan en los acantilados al S de punta Sergios (Figs. 3.20B y C).

Dentro de la unidad se observan asimismo superficies erosivas internas, que cortan angularmente la laminación de los términos inferiores.

La bioturbación es abundante, principalmente con tubos verticales y oblicuos en "J" o "U" rellenos de lutitas o arena y con paredes revestidas por fango (*Arenicolites?*). También presenta bioturbación horizontal como *Rhizocorallium*, *Planolites* y más raramente *Zoophicus*. En la parte superior de la unidad, se reconocen restos de invertebrados dispersos, especialmente veneroideos (*v*) aunque también hay *Lingula* sp. y muy ocasionalmente *Cuccullaea* sp. y *Lahillia* sp., que se presentan en ocasiones en posición de vida o desarticulados, pero raramente fragmentados. También se observan pequeños restos de madera.

La unidad **33cg** se interpreta como depósitos de relleno de paleocanal labrado probablemente debido a un descenso del nivel relativo del mar. La unidad **33br** se interpreta de forma semejante a la 32br de la unidad anterior, es decir como depósitos producidos por erosión y colapso de bordes de canales de gran envergadura, dentro del mismo proceso regresivo.

La mayor abundancia y diversidad de trazas y organismos en la unidad **33** indican un ambiente más propicio para la vida. El aumento de la proporción de arena, y la mejor selección de la misma a pesar de la bioturbación indican que alternadamente debieron haber tenido lugar episodios de mayor energía, aptos para provocar la selección del material arenoso y otros de quietud, en donde los procesos biológicos fueron predominantes (33v). Estas características son compatibles con ambientes submareales con moderado retrabajo del sustrato por olas y corrientes.

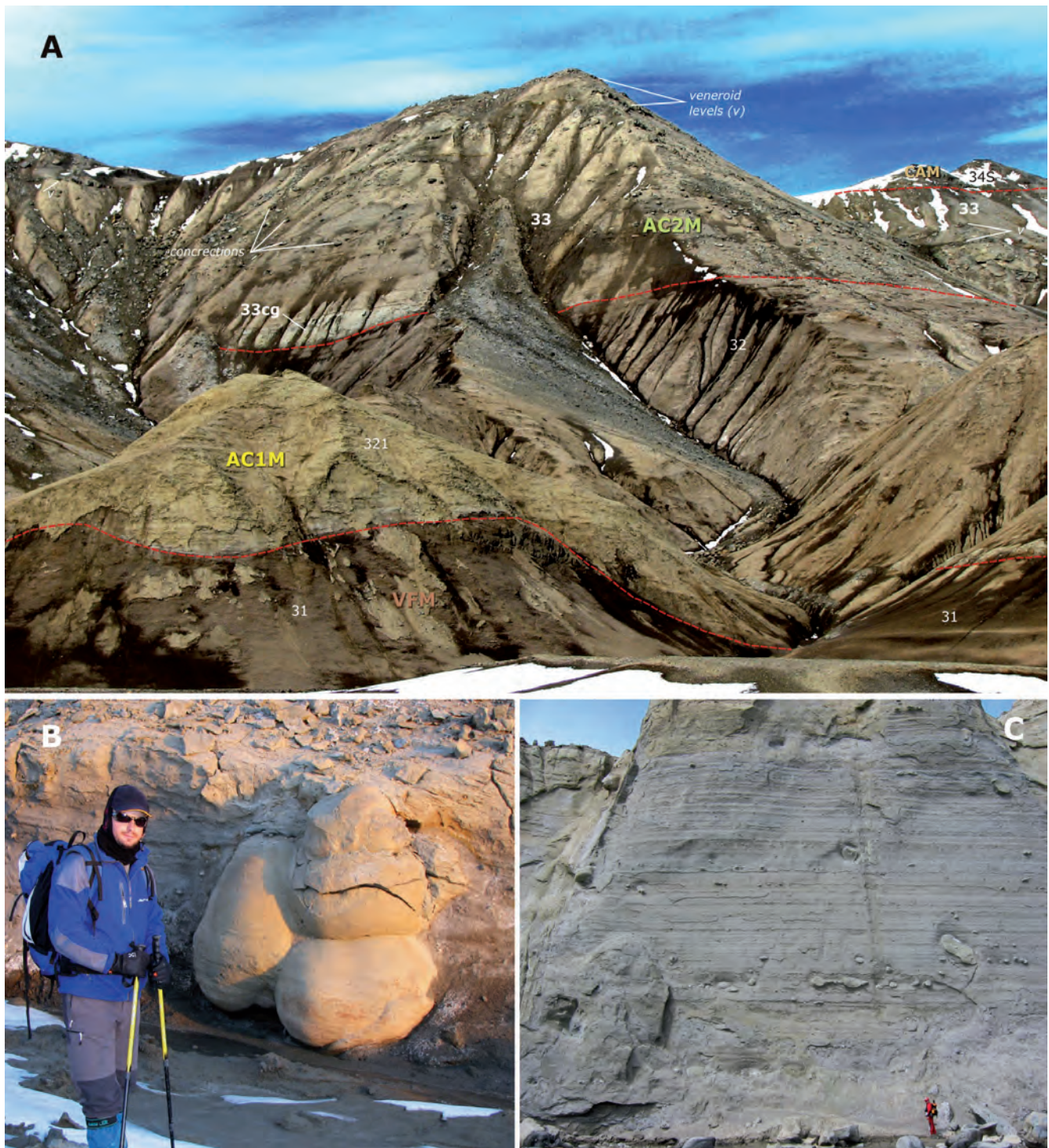
En conjunto, las diferentes facies se interpretan como resultado la progradación de un frente deltaico sobre una plataforma dominada por las mareas e influenciada por tormentas, desarrollado dentro de un valle incidido. Sobre la excavación del canal, originado por un descenso relativo del nivel del mar, se depositan sedimentos groseros (33cg y 33br). Posteriormente sobre las facies canalizadas y dentro de un ascenso en el nivel relativo del mar (superficie transgresiva, base erosiva), se instaura una llanura mareal (33), sobre el que finalmente transgreden facies de ambientes litorales y sublitorales (parte superior arenosa, 33v) (ver también Figs. 3.41 y 3.42).

Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015), identifican en la unidad la magnetozonas **C24n.3n**, **C24n.2r**, **C24n.2n**, **C24n.1r**, y **C24n.1n**; situadas en el Ypresiense inferior. Sin embargo el contenidos de dinocistos (Douglas *et al.*, 2014; Amenábar *et al.*, 2018, 2019), hace que se le atribuya por correlación con la biozona **SPDZ12** de Bijl *et al.* (2013), de edad Luteciense superior-Bartoniense. Ante la evidente discrepancia, se opta por respetar (con modificaciones) la edad asignada en la cartografía.

Su edad atribuida sería por tanto Ypresiense inferior (54,0-52,9 Ma; ver Figs. 3.12, 3.13 y 3.39).



**Figura 3.19.-** A.- Límite inferior del Alm. Acantilados II en los acantilados entre punta Campamento y el valle de las Focas (33cg). La unidad 33cg consta de tres términos: cg.- conglomerados con coquina de bivalvos (cucullaea) sobre una superficie erosiva que corta al AC1M (32). ls.- Arenas finas laminadas. ms.- Arenas finas masivas grises. Este último tramo (ms) ofrece el paquete lenticular de la Fig. 3.18; y las grandes conexiones que dan lugar al paraje denominado "La Ballena" (Fig. 3.20). La base de las facies laminadas de la unidad 33 es erosiva y en ocasiones incorpora un lag de conglomerados. B.- Base del Alm. Acantilados II en los relieves circundantes a caleta Larsen (33br, Fig. 3.11). La unidad 33br consiste en brechas y conglomerados con bloques de tamaño métrico de arenas finas y lutitas interlaminaadas que conservan su estructura interna y que pertenecen al AC1M (32) (detalle). C.- Detalle del aspecto general de la brecha, donde se aprecian los olistolitos y coquinas de bivalvos.



**Figura 3.20.- A.-** Posición estratigráfica del Alm. Acantilados II en la sección M1 (Fig. 3.11). Se diferencia del AC1M (32) por el ligero cambio de color; su base erosiva a veces jalonada por un nivel lenticular de areniscas con lag de conglomerados (33cg); y la presencia muy abundante de concreciones de tamaño decimétrico a métrico. En la parte superior de la serie aparecen varios niveles de areniscas con veneroidos (v) de expresión morfológica y continuidad cartográfica. **B.-** Aspecto de algunos de los grandes nódulos esféricos (escala métrica) en los arroyos al este del cerro Jonás. **C.-** Grandes concreciones en los acantilados sobre la costa de la bahía López de Bertodano entre punta Sergio y el cañadón Díaz. Destaca el aspecto laminado decimétrico con buzamiento aparente horizontal, en este sector.

### 3.2.5. Alomiembro Campamento (CAM). Ypresiense medio

Se sitúa sobre el alomiembro anterior mediante una superficie erosiva, irregular y cartografiable en la zona central de la extensión de la Fm La Meseta. Se extiende desde las proximidades del cerro Jonás (N), hasta el arroyo situado entre los cerros Troncos y Ombú, por el borde oeste de la isla. Dicha superficie presenta morfologías

de canal en ciertos tramos, rellenas de brechas con cantos irregulares, conglomerados, areniscas y coquinas de bivalvos.

Está compuesta por las unidades **34**, **34br**, **34s**, **34cu** y niveles de veneroidos "v", que se describen conjuntamente. Su potencia general es de unos 55 m (sección M2), y consiste en lutitas y arenas finamente laminadas con *ripples* de corrientes y estratificación cruzada.



**Figura 3.21.-** Aspecto de campo del paraje singular conocido como "La Ballena" en la vertiente oeste del cerro Jonás, con vista hacia el norte. Estas concreciones se sitúan en el tramo arenoso de la unidad 33cg (Fig. 3.19), en la base del Alm. Acantilados II.

Se interpretan como depósitos de estuario interno y medio. Su edad es Eoceno inferior (Ypresiense medio).

- 3.2.5.1. Unidad cartográfica **34**. Arenas y lutitas interlaminadas. Paleocanales con laminación cruzada. **34br.-** Brechas y conglomerados. **34s.-** Areniscas conglomeráticas masivas con coquinas. **v.-** Niveles de areniscas con veneroides. **34cu.-** Niveles de areniscas con Cucullaea

El término general (34) aparece en la zona central de los afloramientos de la Fm La Meseta a lo largo de la bahía López de Bertodano entre punta Campamento y punta Sergios, estando la máxima superficie de su afloramiento en ambos márgenes del arroyo de La Traición.

Se han registrado 55 m en la columna M2, situada entre las proximidades del campamento GeoMarambio y la base del Alm. Cucullaea II en una traza con dirección sur. Equivale a la parte superior de la unidad *TElM3* de Sadler (1988).

La base de la unidad consiste en una superficie erosiva en ocasiones con forma de canal, que lleva asociada sedimentos de brechas y conglomerados (34br), aunque normalmente se trata de una coquina de bivalvos (veneroides y cucullaeas), junto con conglomerados y areniscas (Fig. 3.22).

La **unidad 34br** se ha individualizado en la cartografía en dos afloramientos. El situado más al sur está en el acantilado próximo a la posición del campamento GeoMarambio, unos 200 m al sur de punta Campamento. Consiste en unos 4 m de brechas y conglomerados, con bloques de arenas finas y lutitas interlaminadas perteneciente a la unidad 33 (Alm. Acantilados II), que conservan su estructura interna (Fig. 3.22). Hacia la base de las brechas, se

observa un conglomerado de coquinas de bivalvos de color gris oscuro. En general su geometría es de paleocanal e internamente se observan cicatrices erosivas en forma de artesa de magnitud métrica y de 1 m de espesor. Hacia el techo de este paquete caótico se observan unos 2 m de areniscas finas grises y laminadas con *climbing ripples* y estratificación cruzada (*ls* en Figs. 3.22A y 3.23A y B), que en la parte superior dan paso a un tramo de areniscas finas grises masivas (*ms*, en Fig. 3.22A). Esta arquitectura sedimentaria recuerda mucho a la base del Alm. Acantilados II (33). La superficie erosiva base del alomembro, se sigue bien en los afloramientos entre punta Campamento y punta Sergios (Fig. 3.23C).

El otro afloramiento de 34br se localiza en lo alto de los relieves próximos a la Fm Cross Valley-Wiman al NO de la caleta Larsen (Fig. 3.11). Se trata básicamente de conglomerados heterométricos y coquinas de bivalvos de entre 5 a 7 m de espesor y de gran expresión morfológica.

La **unidad 34** es el término general de la unidad. Consiste en arenas y lutitas interlaminadas y paleocanales con laminación y estratificación cruzada. Los paleocanales poseen base erosiva, y en el *lag* de su base pueden observarse restos de conchas de gasterópodos y especialmente del veneroide *Eurhomalea* sp. (*Retrotapes* sp., según la revisión de Álvarez y Marensi, 2014), que configuran los **niveles v**. Estos niveles son abundantes al norte del arroyo de La Traición. Allí aparecen rellenando estrechos canales amalgamados que conforman superficies de estratificación inclinadas hacia el sur, en cuyo techo es posible observar morfologías de pequeños canales entre areniscas, donde se acumulan fragmentos de bivalvos, parecidas a las que se describe a techo de la unidad 36cu (Fig. 3.29B). Estos niveles desaparecen en *onlap*, en las proximidades de la traza de la falla que cruza transversalmente los sedimentos de la LMF en dirección ENE-OSO desde la bahía López de Bertodano hasta la caleta Larsen (Fig. 3.11). Esta

falla de carácter sinsedimentario, observada previamente por Sadler (1988), se denominará a partir de ahora como "Falla López-Larsen" (Figs. 3.11, 3.28 y 3.30B).

Las arenas y lutitas interlaminaadas, aparecen en bancos tabulares de escala media decimétrica, con tendencia general grano y estratodecreciente. Las estructuras sedimentarias más comunes son la laminación entrecruzada ondulítica del tipo *hummocky* de pequeña y gran escala (Fig. 3.22C). Se observan en esta unidad asimismo, *climbing ripples*, *ripples* asimétricos bidireccionales, *ripples* de interferencia, *ripples* de crestas rectas y *ripples* linguoides. La laminación en detalle es ondulada, paralela y *flaser*. Sobre algunos de estos *ripples* de cresta recta, en afloramientos de la margen derecha del arroyo de La Traición (curso medio), los indicadores paleohidráulicos indican profundidades de menos de 10 m y ritmos de oleaje de 3 segundos (Marenssi, 1995). En este tipo de facies, la bioturbación es escasa.

Hacia la parte alta de la unidad aumenta el contenido en arenas, que se ordenan en bancos tabulares de espesor métrico (Figs. 3.24A y 3.25B). Internamente, las arenas se disponen formando *sets* de estratificación entrecruzada tabular planar de mediana y gran escala y con laminación asintótica a la base. Entre los bancos tabulares se reconocen superficies erosivas con pequeñas acumulaciones de fragmentos de madera fósil y bivalvos articulados.

También en esta parte alta de la unidad, en afloramientos próximos a punta Sergios y en la margen derecha del arroyo de la Traición, este tramo más arenoso incorpora coquinas monoespecíficas de *Cucullaea* en donde generalmente se preservan ambas valvas (**unidad 34cu**) y en casos frecuentes en posición de vida (Fig. 3.23D). Son bancos de escala métrica con estructura interna monoepisódica.

La **unidad 34s** aflora siempre al norte de la Falla López-Larsen (Figs. 3.28 y 3.30B) y ocupa las zonas topográficamente más altas en ese sector (Figs. 3.16A y 3.20A). Equivale a la unidad *TEIm3s* de Sadler (1988). Consiste en areniscas y conglomerados débilmente cementados de color gris y que incorporan coquinas de veneroides y *Cucullaea*. Dentro de estos niveles se reconocen superficies erosivas internas que revelan lo multiepisódico del depósito. Las arenas contienen estructuras de estratificación cruzada y en ocasiones incorporan cantos de grava de área fuente volcánica (basamento de la península antártica).

La unidad **34br** se interpreta como depósitos de relleno de paleo-canal labrado probablemente en un descenso del nivel relativo del mar. Los depósitos estarían producidos por erosión y colapso de bordes de canales de dentro del mismo proceso regresivo. La erosión del sustrato inferior, removilizaría la malacofauna que se resedimentaría entre los depósitos de canal. Cuando la energía fue disminuyendo el relleno de los canales se realizó con un régimen de flujo menor, acumulando dunas de arena con una alta tasa de sedimentación (arenas grises con *climbing ripples*, sin apenas bioturbación).

La unidad **34** se interpreta como depositada en un ambiente marino dominado por corrientes de flujo y reflujo y la acción del oleaje (*hummocky*), con generación de marismas y paleocanales que erosionarían periódicamente el sustrato, resedimentando la malacofauna previa (**v**, niveles de veneroides). Hacia la parte alta dominarían los procesos mareales con una más alta tasa de sedimentación y aporte de arena, con la generación de *megaripples* asimétricos unidireccionales con crestas rectas a levemente curvas, transversales al flujo y de altura uniforme. La migración unidireccional de las megarformas produjo *sets* de laminación cruzada asintótica a la base.

Lateralmente a estos sedimentos mareales, se desarrollarían las comunidades de malacofauna de la unidad **34cu**. Dichos fósiles deben haber sido depositados en ambientes relativamente protegidos o bien debajo del tren de olas con poca resedimentación y rápido sepultamiento, dejando a los individuos en su posición de vida. Estas características habrían inhibido la desarticulación de las valvas y la mezcla de taxones, de ahí su mono-especificidad (*Cucullaea*).

En cuanto a la unidad **34s**, se interpreta como generada en un ambiente más energético que favorecería la mezcla de material arenoso con el de mayor tamaño (gravas) y con los restos de coquinas de diferentes taxones. Estas características son compatibles con ambientes submareales con intenso retrabajado del sustrato por olas y corrientes. La posición de esta facies con respecto a la Falla López-Larsen, indicaría para este alomamiento una asimetría en el surco de depósito precisamente condicionado por el crecimiento sinsedimentario de la falla, que dejaría la parte norte más elevada y expuesta a los agentes más energéticos. Asimismo, en la parte sur más subsidente, se generarían las geometrías de *onlap* observadas a favor de la falla (bancos de veneroides), así como las facies mareales de relleno del surco estuarino de tendencia general transgresiva.

Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015), identifican en la unidad las magnetozonas **C23r** y **C23n.2n** situadas en el base del Ypresiense medio. Muestras de **isótopos de Sr** sobre valvas de *Cucullaea* sp. y *Eurhomalea* sp. en diferentes niveles de la unidad (Ivany *et al.*, 2008), ofrecen las siguientes edades: **34br**-53,5 Ma; **34v**-53,2 Ma; **34v**-53,0 Ma; coherentes con la edad de las magnetozonas. Sin embargo el contenidos de dinocistos (Douglas *et al.*, 2014; Amenábar *et al.*, 2018, 2019), hace que se le atribuya una edad Bartonense, por correlación con las biozonas **SPDZ12-13** de Bijl *et al.* (2013). Ante la evidente discrepancia, se opta por respetar (con modificaciones) la edad asignada en la cartografía.

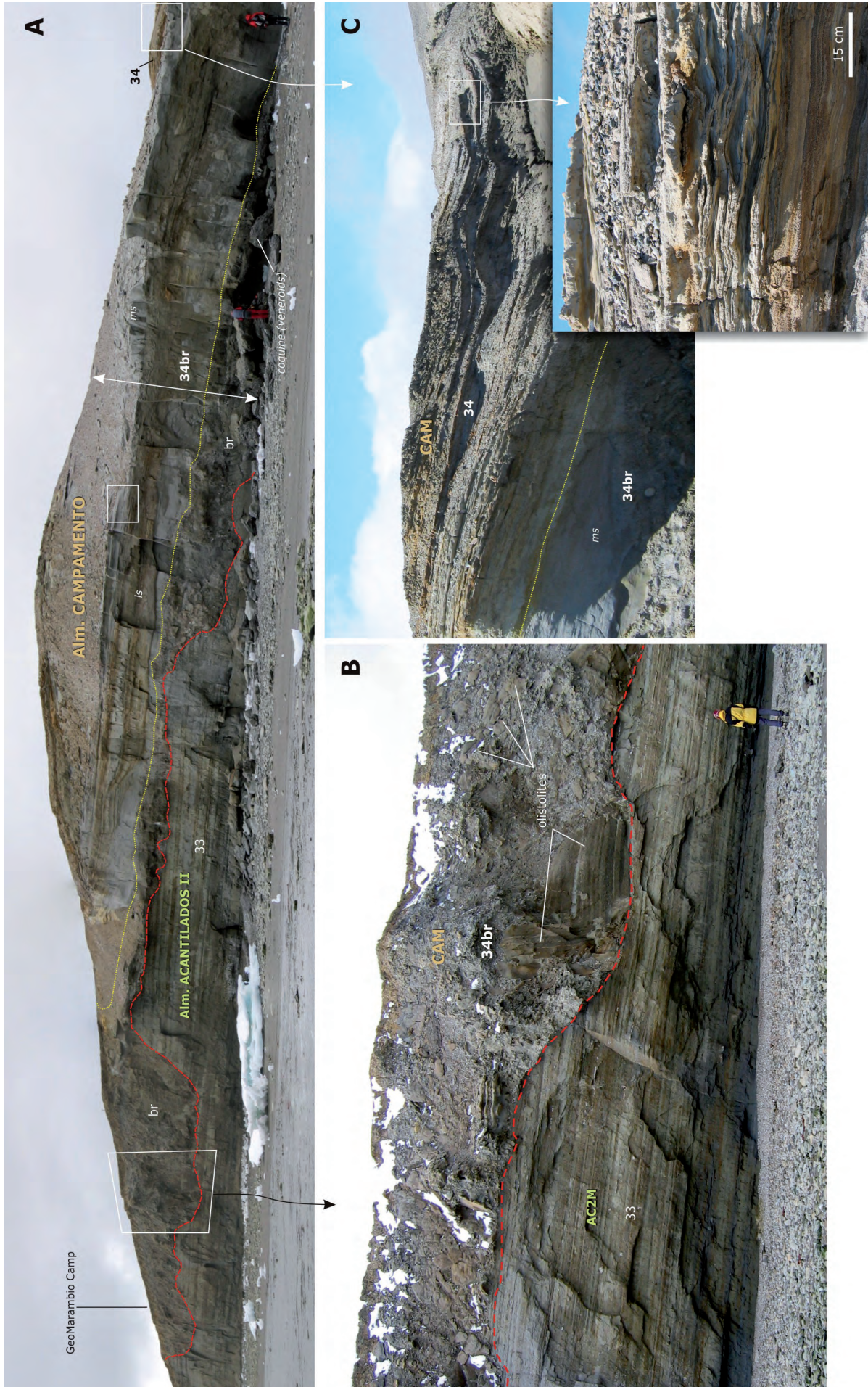
Su edad atribuida sería por tanto Ypresiense medio (52,7-51,8 Ma; ver Figs. 3.12, 3.13 y 3.39).

### 3.2.6. Alomamiento *Cucullaea* I (CU1M). Ypresiense superior

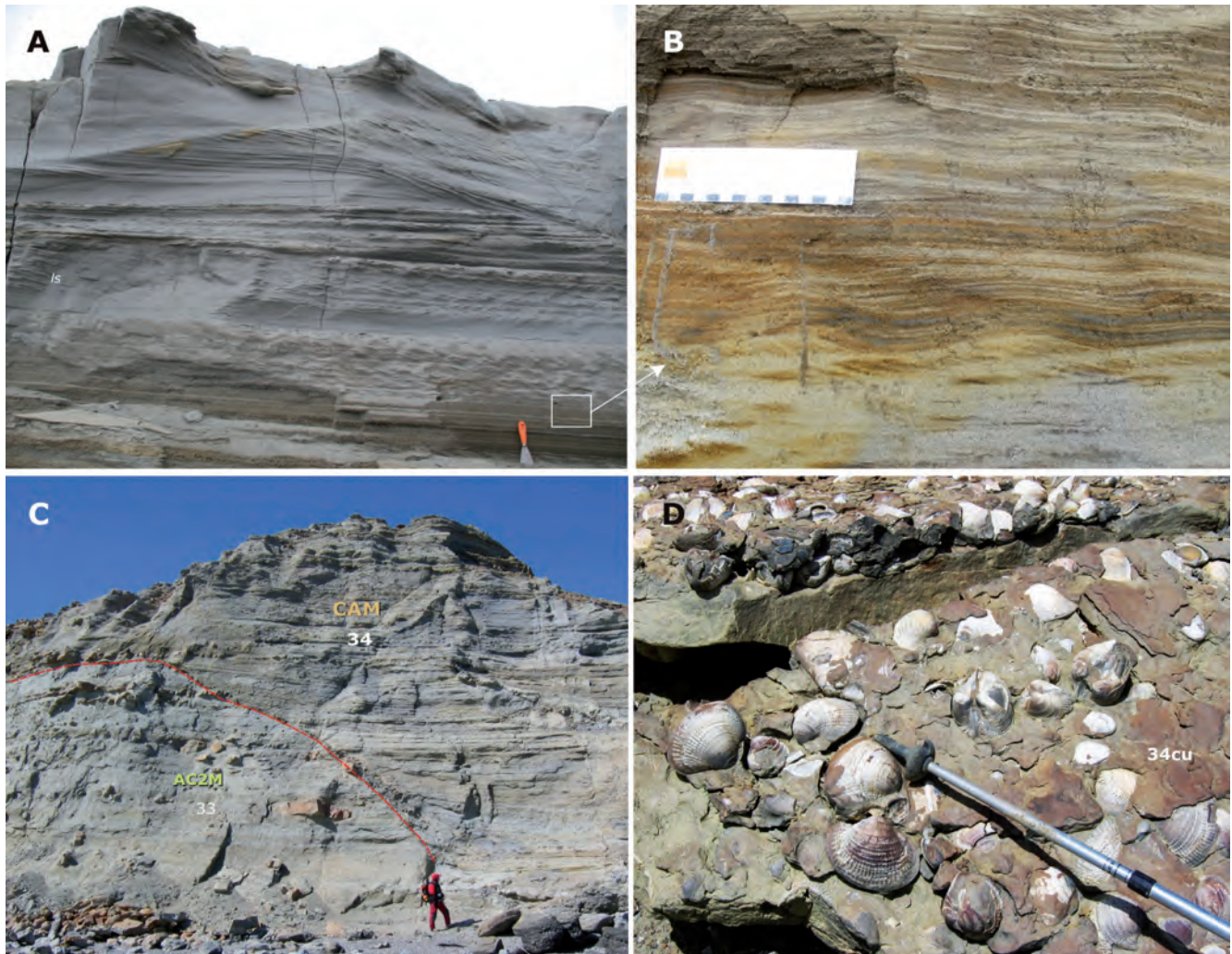
Se sitúa sobre el alomamiento anterior mediante una superficie erosiva, irregular y cartografiable que aflora alrededor de los relieves de La Meseta, a excepción de un segmento corto en la vertiente del Mar de Weddell al SE (bahía Pingüino). Esta superficie erosiva se aprecia bien en casi toda su extensión debido a que se encuentra tapizada por coquinas del bivalvo de la familia *Cucullaea* que resaltan apreciablemente sobre el terreno.

Está compuesta por las unidades **35**, **34cu**, **35s**, niveles de *Cucullaea* "c" y nivel de nácticas "n" que se describen conjuntamente. Su potencia máxima es de unos 140 m, y consiste en lutitas y arenas interlaminaadas con laminación cruzada, que contienen niveles de moluscos y bioturbación abundante. Se interpreta como depósitos mareales dentro de un contexto estuarino. Su edad es Eoceno inferior (Ypresiense medio).

Además de las unidades cartográficas mencionadas, el mapa se ha completado con nuevos niveles de coquinas que se han codificado de forma sistemática y única, junto con los ya existentes (Figs. 3.11, 3.12 y 3.13). En el texto de la memoria, las unidades presentes en el mapa se resaltan en negrita y los nuevos niveles y/o su equivalencia con los cartografiados, se denotan en cursiva con su codificación.



**Figura 3.22.- A.-** Panorámica de la base del Alm. Campamento en los acantilados próximos a la ubicación del campamento GeoMarambio (base de la sección M2, Fig. 3.11). La unidad 34br abarca la brecha de olistolitos y bloques, una coquina de bivalvos (veneroides abundantes), y un tramo arenoso gris en el que se distinguen una parte inferior laminada *ls* y otra superior masiva *ms* (detalle del recuadro en la Fig. 3.23A). **B.-** Detalle de la superficie erosiva y *lag* de grandes bloques y olistolitos de gran tamaño resedimentados del AC2M (33). **C.-** Detalle del tramo general de la unidad 34 mostrando la laminación ondulada de tipo *hummocky* a pequeña y gran escala.



**Figura 3.23.-** **A.-** Unidad 34br. Detalle de la arenisca fina gris laminada (*ls*) sobre la brecha de olistolitos y coquina de veneroidos (recuadro en Fig. 3.22A). De muro a techo se observa laminación paralela, *ripples* de oscilación, *climbing ripples* y estratificación cruzada, poniendo de manifiesto una alta carga de transporte e incremento en la energía del medio. **B.-** Detalle de la laminación. **C.-** Ejemplo de las acusadas superficies erosivas que pueden observarse en la base del CAM (34), en los acantilados entre punta Campamento y punta Sergios (Fig. 3.11) con la evidente geometría *onlap* del relleno. El AC2M (33) muestra sus típicas concreciones de gran tamaño. **D.-** Detalle de la unidad 34cu de areniscas con bivalvos a techo del CAM (34), con las dos valvas de *Cucullaea* conservadas, que sugiere un nulo o escaso transporte de la epifauna.

3.2.6.1. Unidad cartográfica **35**. Arenas y lutitas interlaminadas. **35cu**.- Nivel canalizado con gravas y coquina de *Cucullaea* l. **35s**.- Arenas lutíticas grises laminadas. **c**.- Niveles de areniscas con *Cucullaea*. **n**.- Niveles de areniscas con *Náticas*

La máxima extensión del término general (35), se encuentra en la zona central de los relieves de La Meseta a lo largo de la bahía López de Bertodano, hacia el interior de la isla entre punta Sergios y punta Campamento. Un reducido afloramiento aparece también hacia el SE en los acantilados del sur de La Meseta hacia bahía Pingüino.

Se han registrado 140 m en la columna M2 (ver Fig. 3.11), situada en las proximidades del campamento GeoMarambio. En general tanto al sur como al norte, el espesor disminuye, originando una morfología lenticular para el conjunto. Equivale a toda la unidad *TEIm*4 y a la parte inferior de la *TEIm*5 de Sadler (1988).

La base de la unidad consiste en una superficie erosiva irregular y canaliforme que lleva asociada prácticamente en toda su extensión una coquina del bivalvo del género *Cucullaea* junto con

conglomerados y areniscas (35cu). Esta unidad no se ha individualizado cuando la resolución de la cartografía no lo permitía.

La **unidad 35cu** (denominado informalmente como "*nivel Cucullaea 1*";  $35cu_0$  en Figs. 3.11, 3.12 y 3.13), consiste en unos 4 m de acumulación de conchas grandes y robustas del pelecípodo *Cucullaea* sp., con sus valvas enteras y/o fragmentadas y de gasterópodos darwinélidos (Sadler, 1988). Se disponen en paquetes individuales con forma de canal en los que se observan frecuentes cicatrices erosivas en forma de artesas de magnitud métrica y de 1 m de espesor (Fig. 3.24A). Los paquetes frecuentemente se amalgaman y yuxtaponen originando una morfología tabular para el conjunto de la unidad (Fig. 3.25C). Cuando los paquetes no son masivos, presentan estratificación cruzada en surco con artesas de entre 1 y 2 m de largo y 0,5 m de espesor. La matriz entre las conchas de los bivalvos es de arena gruesa y frecuentemente se observan cantos de gravas redondeados de color oscuro y de procedencia volcánica (Fig. 3.26A). También son frecuentes la presencia de intraclastos pelíticos y de otros bioclastos como dientes de seláceos, braquiópodos y huesos de mamíferos ungulados (Reguero *et al.*, 2002, 2012, 2013). Menos frecuentes son los restos de veneroidos, abundantes en el alombramiento infrayacente.

La unidad 35cu se acuña lateralmente disminuyendo de espesor a lo largo de su extensión cartográfica, dando una geometría general de paleocanal cuya máxima profundidad y espesor de sedimento estaría aproximadamente en el trazo de la sección estratigráfica M2.

Hacia el techo de las coquinas y en transición rápida, se dispone la **unidad 35s**, que consiste entre 2 y 10 m de arenas de medianas a finas y lutitas de color gris verdoso a gris claro (Figs. 3.24 y 3.25). Estas areniscas se disponen en bancos individuales lenticulares de espesores variables aunque inferiores a los 70 cm que se yuxtaponen lateralmente para dar cuerpos de geometría tabular con tendencias grano y estratodecrecientes. Internamente presentan laminación cruzada en artesas en sets de 15 a 50 cm de espesor promedio y alto ángulo de inclinación. También presenta laminación entrecruzada planar de escala grande, con superficies de reactivación indicadas por delgadas líneas de conchillas muy fragmentadas. Estas superficies delimitan bancos que presentan típicas formas de cuña. Se observan también *cosets* bipolares, *climbing ripples* y laminación ondulada (Fig. 3.26B).

Las unidades 35cu y 35s (TEIm4 de Sadler, 1988), albergan una de las más abundantes y diversas faunas de vertebrados fósiles registradas en latitudes altas. Los restos de peces incluyen 35 especies con 26 familias, así como restos de pingüinos (Sphenisciformes), ungulados, y el incuestionable Arqueoceto (antecesor de las ballenas actuales), el más antiguo del registro en La Antártida (Buono *et al.*, 2011; Reguero *et al.*, 2012; 2013).

La **unidad 35** es el término general y consta de dos términos litológicos principales: uno inferior laminado de ritmitas fango-arenosas y otra superior más arenosa.

El inferior consiste en una alternancia rítmica de arenas muy finas y limos o limos arenosos, que normalmente se disponen sobre una suave superficie erosiva sobre las facies arenosas grises de la unidad 35s (Fig. 3.24A y B). Sobre esta superficie, en ocasiones, aparece coquinas de bivalvos (35c<sub>1</sub> en Figs. 3.13, 3.25 y 3.27E) de morfología lenticular y que se acuñan rápidamente. En la zona de punta Sergios, existen también un nivel de estas características en la parte media de la alternancia rítmica (35c<sub>2</sub> en Figs. 3.11, 3.13 y 3.27E). El color general es ocre oscuro, produciéndose un contraste apreciable con las facies infrayacentes.

Las láminas arenosas de la sección inferior de cada banco, son de arena muy fina moderadamente mal seleccionada de color gris verdoso claro a verde amarillento. Las arenas tienen bases netas, planas a microerosivas y presentan comúnmente *ripples* y laminación paralela (Fig. 3.24). Los techos son normalmente transicionales a los fangos y en ella se observan estructuras mixtas tipo *flaser* y *linsen* (Fig. 3.24C). Los *ripples* son asimétricos y tienen crestas onduladas. Los niveles fangosos de cada estrato, contienen más de la mitad en su composición de tamaño de limo, son moderadamente mal seleccionados y tienen un color castaño oscuro. Estos fangos presentan estructura lenticular, laminación paralela pero a veces son masivas.

La bioturbación en general es escasa, se ubica preferentemente en los intervalos fangosos y cuando está presente, no perturba la alternancia rítmica. En la parte inferior comprende grandes trazas tipo *Teichichnus*, rellenas por fango. En las arenas sólo ocasionalmente se observan delgadísimo tubos cilíndricos verticales, con una ramificación tipo "Y" invertida, en altas concentraciones, que se desprenden desde los intervalos más fangosos.

El laminado arenoso-lutítico parece horizontal, pero en escala mayor se observa que forman grandes artesas siguiendo la geometría del fondo, que se entrecruzan dando lugar a una estratificación tipo relleno de canales amplios y laxos (Fig. 3.25). En la base de los mismos suele encontrarse niveles de concreciones retrabajadas y fauna marina fragmentada. Localmente y cerca de su base, se observan grandes estructuras de deformación, tales como pliegues sinsedimentarios, laminación convolucionada (Fig. 3.25A), *slumps* y bloques rotados de varios metros, con laminación verticalizada (Fig. 3.27A). En algunas localidades conforman una estructura mayor tipo estratificación entrecruzada longitudinal de bajo ángulo.

Hacia la parte superior de la unidad, los tramos arenosos de la alternancia van siendo cada vez más abundantes hasta que prácticamente se difumina la laminación. Todo el conjunto se hace más arenoso, aumenta la bioturbación (Fig. 3.27B), las estructuras sedimentarias dominantes son la laminación cruzada a gran escala, aparecen concreciones nodulosas oxidadas y aumenta la fauna de moluscos (Figs. 3.24, 3.25 y 3.26D). En estas facies más arenosas aparecen los niveles ricos en bioclastos de cucullaeas (**c**) y nácticas (**n**). Así mismo son frecuentes los huesos de pingüino y restos de peces (Reguero *et al.*, 2012).

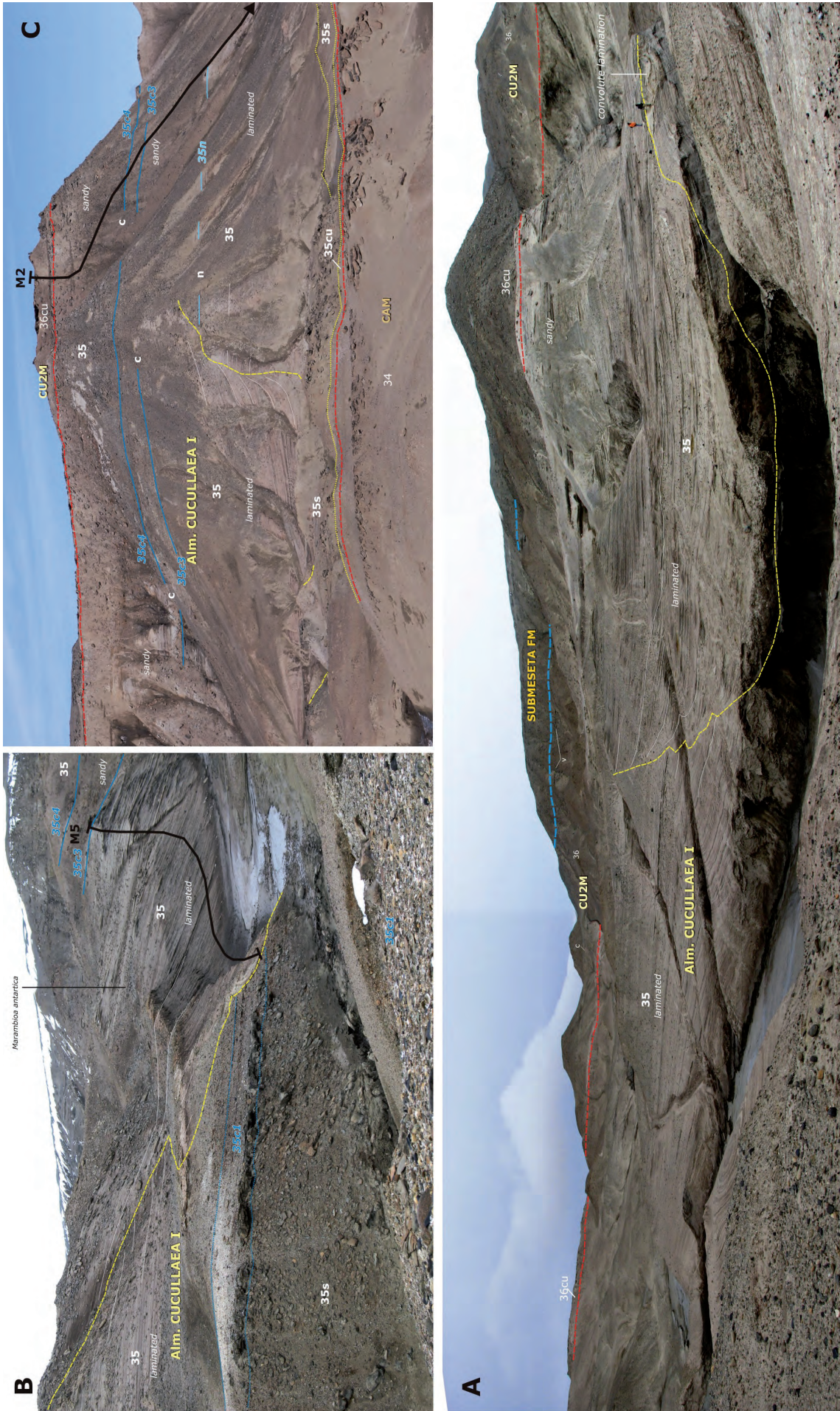
El **nivel n**, denominado informalmente "*nivel de Nácticas*" (35n en Figs. 3.11, 3.12 y 3.13), consiste entre 0,50 y 1 m de coquina casi exclusivamente compuesta del gasterópodo del género *Natica* sp., con base erosiva y mezclada con una matriz arenosa (Fig. 3.26C). Aflora en lentejones que se acuñan lateralmente en la parte media de la unidad y hacia techo de las facies más finas e interlaminadas. Dentro de este nivel han aparecido varias especies de vertebrados terrestres, ungulados, marsupiales y abundantes dientes de seláceos (Reguero, *et al.*, 2002, 2012, 2013). También recientemente aparecieron improntas de plantas del grupo de los nenúfares (Friis *et al.*, 2017). Según los nuevos datos estratigráficos y cartográficos, a este "*nivel de Nácticas*" hay que atribuir el yacimiento del primer marsupial del registro fósil de la Antártida (Woodburne y Zinsmeister, 1984), situado unos metros por debajo de la sección M3 (Fig. 3.11).

Por encima del nivel de nácticas y a unos 20 m en la sección M2 (Fig. 3.26), aparecen un par de niveles de coquinas con sendas bases erosivas (Fig. 3.26D), de espesor decimétrico y compuestas por fragmentos y valvas enteras de bivalvos del género *Cucullaea* sp. (35c<sub>3</sub> y 35c<sub>4</sub> en Figs. 3.11; 3.12 y 3.13). Estos niveles son relativamente continuos en los relieves cercanos a la bahía López de Bertodano, aunque acaban por acuñarse (Fig. 3.25). El más continuo de los dos es el que aparece en la cartografía como **nivel c**, denominado informalmente "*nivel cucullaea 1.5*" (35c<sub>4</sub>), que a veces da replanos estructurales unas decenas de metros al oeste del techo de la sección M2 (Figs. 3.11 y 3.25C). Este nivel de cucullaeas más continuo (35c<sub>4</sub>), se sigue bien al sur de co. Locutorio (Fig. 3.28A). Varios de estos niveles y en diversa posición estratigráfica, aparecen también en las laderas al sur del cerro Los Troncos (Fig. 3.28A).

En esta unidad 35, son comunes niveles milimétricos carbonosos y a veces litificados en forma de azabache (Fig. 3.27A), junto con troncos de madera fósil, algunos carbonizados (Fig. 3.27D) y otros fuertemente bioturbados por moluscos incrustantes (Teredolites, Fig. 3.27C). También se encuentran niveles portadores de hojas y restos de plantas, junto con algunos bivalvos braquiópodos y gasterópodos. Las hojas se preservan en los senos de las *ripples* linfooides. En este tipo de facies apareció la primera y única flor fósil encontrada hasta la fecha en Antártida, *Marambioa antarctica*, (Gandolfo *et al.*, 1998a; Fig. 3.25B). Ocasionalmente se hallan en los bancos arenosos niveles con equinodermos.



**Figura 3.24.- A.-** Base del Alm. Cucullaea I (35) en la cabecera del arroyo de La Traición (ver Fig. 3.11), donde se aprecian bien todos los términos del alomembro: 35cu, 35s, y 35 (inferior laminada y superior arenosa). La unidad 35cu, aquí carece de coquina abundante, pero tiene /lag de conglomerado. **B.-** Detalle del contacto neto y erosivo de las facies laminadas sobre la arenisca gris. Este contacto en ocasiones posee una morfología canalizada que a veces incorpora una coquina de bivalvos (35c, en Figs. 3.12, 3.13 y 3.25B). **C.-** Detalle de las ritmitas mareales de la parte inferior del alomembro, con laminación paralela y linsen.



**Figura 3.25.-** Aspectos de campo de las superficies erosivas que generan paleocanales amplios en forma de artesa, característicos del término laminado de la unidad 35, característicos del término laminado de la unidad 35, hacia el SE de punta Sergios. A la izquierda, horizonte con laminación convolucionada debido a escapes de fluidos por carga, o por paleosismos. Hacia techo aparece el tramo arenoso que aquí, está en gran parte erosionado por la base del Alm. Cucullaea II. **B.-** Zona al norte de punta Campamento (M5 en Figs. 3.11 y 3.13), con la gran superficie erosiva que trunca al laminado de 35 hasta erosionar el techo de la unidad 35s. En este sector aparece la coquina 35c<sub>1</sub>, (Figs. 3.11 y 3.13) en la base de las ritmitas. Al fondo, la situación del yacimiento de la flor *Marambio antarctica* (Gandolfo et al., 1998a) y el tramo arenoso de la unidad con los niveles de coquinas 35c<sub>3</sub> y 35c<sub>4</sub>. **C.-** Misma zona unos 300 m al oeste (M2 en Figs. 3.11 y 3.13), mostrando el otro margen del paleocanal y el *onlap* del relleno. Se observa la superficie truncando al nivel de náticas (n) y los niveles de coquinas 35c<sub>3</sub> y 35c<sub>4</sub> a techo. Culminando el cerro (informalmente llamado "Locutorio"), la potente coquina de cucullaea (36cu), base del Alm. Cucullaea II, que da un extenso replano cartográfico (ver Fig. 3.11).

La base erosiva claramente visible de las coquinas de la unidad **35cu** y los niveles c, la irregularidad de la misma y el truncamiento de los estratos infrayacentes sugiere que el depósito se originó mediante un transporte tractivo en una corriente unidireccional y muy energética, que orientó las partículas mayores (bioclastos o gravas) hidrodinámicamente y las concentró por la remoción del material más fino. Estas corrientes eran encauzadas en paleocanales y su depósito multihistoriado presenta típicamente una geometría lenticular, aunque por la rápida migración lateral de las mismas en sustratos arenosos generaron depósitos tabulares (35cu). En el caso de los niveles de coquina (c), generados sobre lechos más fangosos, la geometría de los canales es lenticular debido a la cohesión de los laterales del canal y por tanto la tendencia de los mismos a tener trazas más rectilíneas. Las diferentes estructuras sedimentarias que presentan internamente (laminación en surco, cruzada, etc.), se derivarían de la migración de formas de lecho.

La abundancia de fósiles y ausencia sistemática de trazas, permiten asimilar estos depósitos al retrabajado por corrientes de marea u oleaje. Estos canales presentaban diferentes jerarquías, dada la magnitud de sus depósitos, desde canales principales (estuáricos) a canales de mareas o canales de retorno. La composición faunística está relacionada del mismo modo con el sustrato indicando que, a pesar de que la fauna es transportada, la misma representa al menos parte de la comunidad que vivía en los sustratos infrayacentes. Este último aspecto es aplicable a la monoespecificidad del nivel de Náticas n.

La unidad **35s** se interpreta como depositadas por un agente acuoso de alta fluidez y moderada energía. El pasaje transicional desde la facies anterior con la que está estrechamente relacionada, la geometría lenticular de los bancos individuales, las estructuras sedimentarias y el carácter grano y estratodecreciente refuerzan la hipótesis de sedimentación en canales de mareas. En ellos el sedimento se desplazaría bajo la acción de corrientes de flujo y reflujos con alta movilidad del medio (ausencia de bioturbación).

Las ritmitas arenoso-fangosas de la unidad **35** se interpretan como formadas en condiciones tractivas y suspensivas. Los *ripples* presentes en las arenas muy finas indican que fueron transportadas por corrientes tractivas como carga de lecho en régimen de flujo bajo. Los intraclastos pelíticos y las bases microerosivas se interpretan como corrientes con suficiente energía como para erosionar los depósitos previos. El material más fino y fangoso y rico en materia orgánica viaja como material en suspensión y decanta en los momentos de mínima energía, dando también así los niveles carbonosos. Estas ritmitas laminadas se interpretan como producidas por flujos acuosos marinos de flujos bidireccionales comunes en ambientes mareales (Dalrymple *et al.*, 2012) desde planicies intermareales a canales submareales y en áreas de plataforma más allá de los mismos.

Las megaestructuras sedimentarias que conforman las capas de estas litofacies, coinciden con la denominada estratificación entrecruzada de relleno de canal o estratificación heterolítica inclinada (Reineck y Singh, 1980; Thomas *et al.*, 1987). Estratos entrecruzados de este tipo pueden formarse durante el relleno de canales. Un canal en forma de artesa es rellenado en forma lenta con sets de capas concordantes con la geometría del fondo. En una fase posterior parte de este relleno es cortado bruscamente por un nuevo canal de bordes abruptos propicios para que el borde poco consolidado se desplome en bloques que pasan al fondo del canal (Fig. 3.27A) y son posteriormente fosilizados, por el nuevo relleno. Si el proceso se repite se produce un juego

de estratos entrecruzados (Fig. 3.25) en donde las capas constituyentes son generalmente delgadas interlaminaciones de arena y fango (Reineck y Singh, 1980). Este tipo de estructuras es muy común en planicies de mareas mixtas y en canales de marea estuarinos. La presencia de restos de plantas con flores y del grupo de los nenúfares (Friis *et al.*, 2017), indica el aporte muy próximo de aguas dulces que invadirían el estuario.

La laminación convolucionada (Fig. 3.25), aparece en varios afloramientos aproximadamente en el mismo nivel estratigráfico, y puede ser interpretada clásicamente como de escape de fluidos debido a la carga litológica, o bien como originada por paleosismos mediante la licuefacción de los sedimentos (McCalpin, 1996). La ausencia de macro y microfauna en este tipo de facies, indica condiciones poco propicias para la vida. La moderada abundancia y baja diversidad de las trazas fósiles se interpretan como indicadoras de un ambiente con mucha tasa de sedimentación.

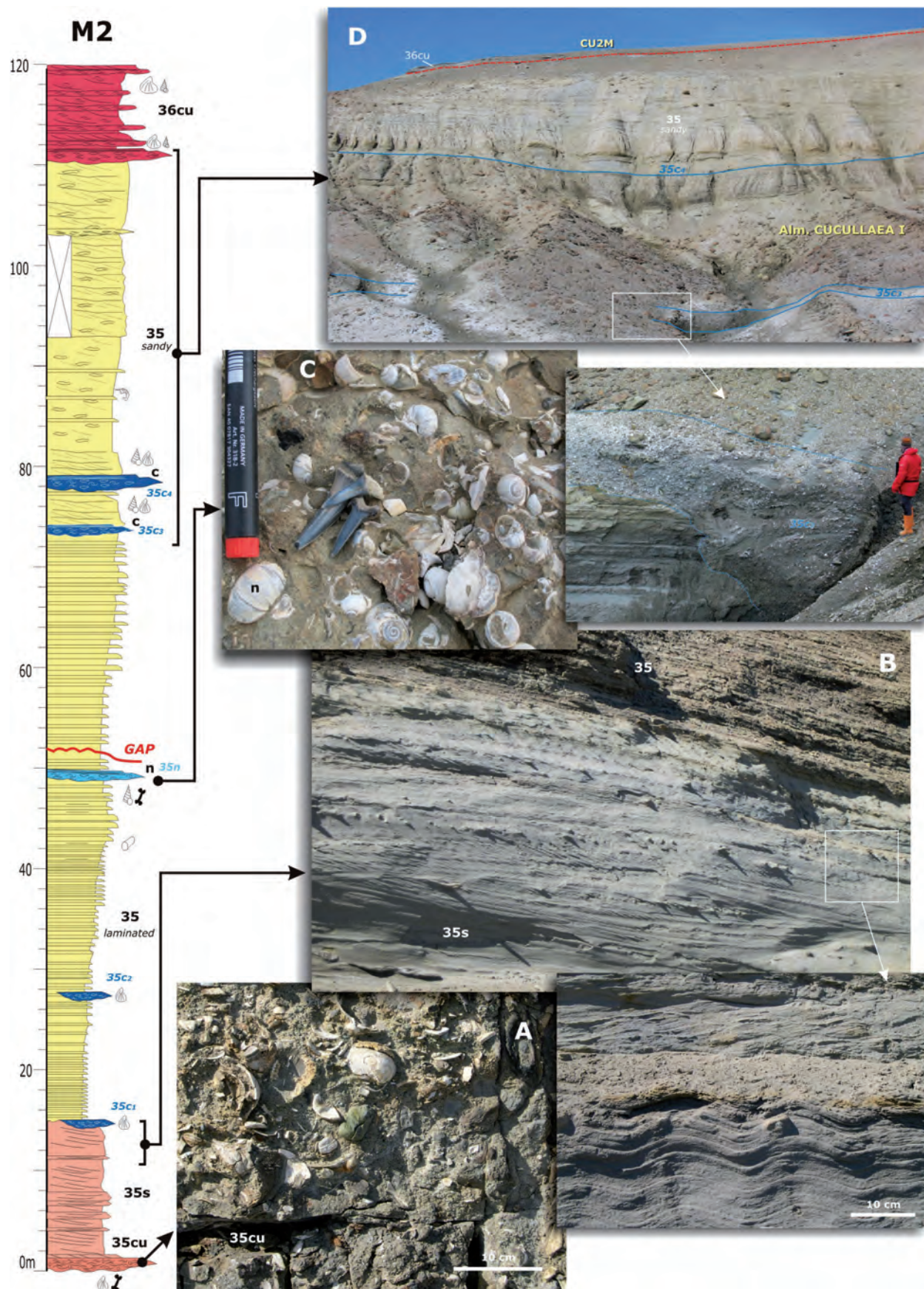
La parte más arenosa de la unidad situada por encima de las anteriores facies rítmicas, se interpretan como depositadas en un ambiente más marino abierto y propicio para el desarrollo de la vida tanto de organismos bentónicos como bivalvos (**c**), gasterópodos (**n**), etc., como de vertebrados marinos. El predominio de estructuras biogénicas sobre aquellas generadas por procesos físicos permite suponer que el sustrato fue estable y habitable por largos periodos de tiempo tal y como sucede en ambientes marinos litorales a sublitorales o costeros (pingüinos). No obstante, en este medio existirían también corrientes tractivas, que removerían el sustrato arenoso y concentrarían parte de la fauna originando los sucesivos niveles de coquinas mencionados.

La palinoflora presente en la unidad es abundante y representada por troncos fósiles, del género *Nothofagus* (Gandolfo *et al.*, 1998b), que representa bosques mixtos mesofíticos indicadores de un clima lluvioso, templado-frío y estacional.

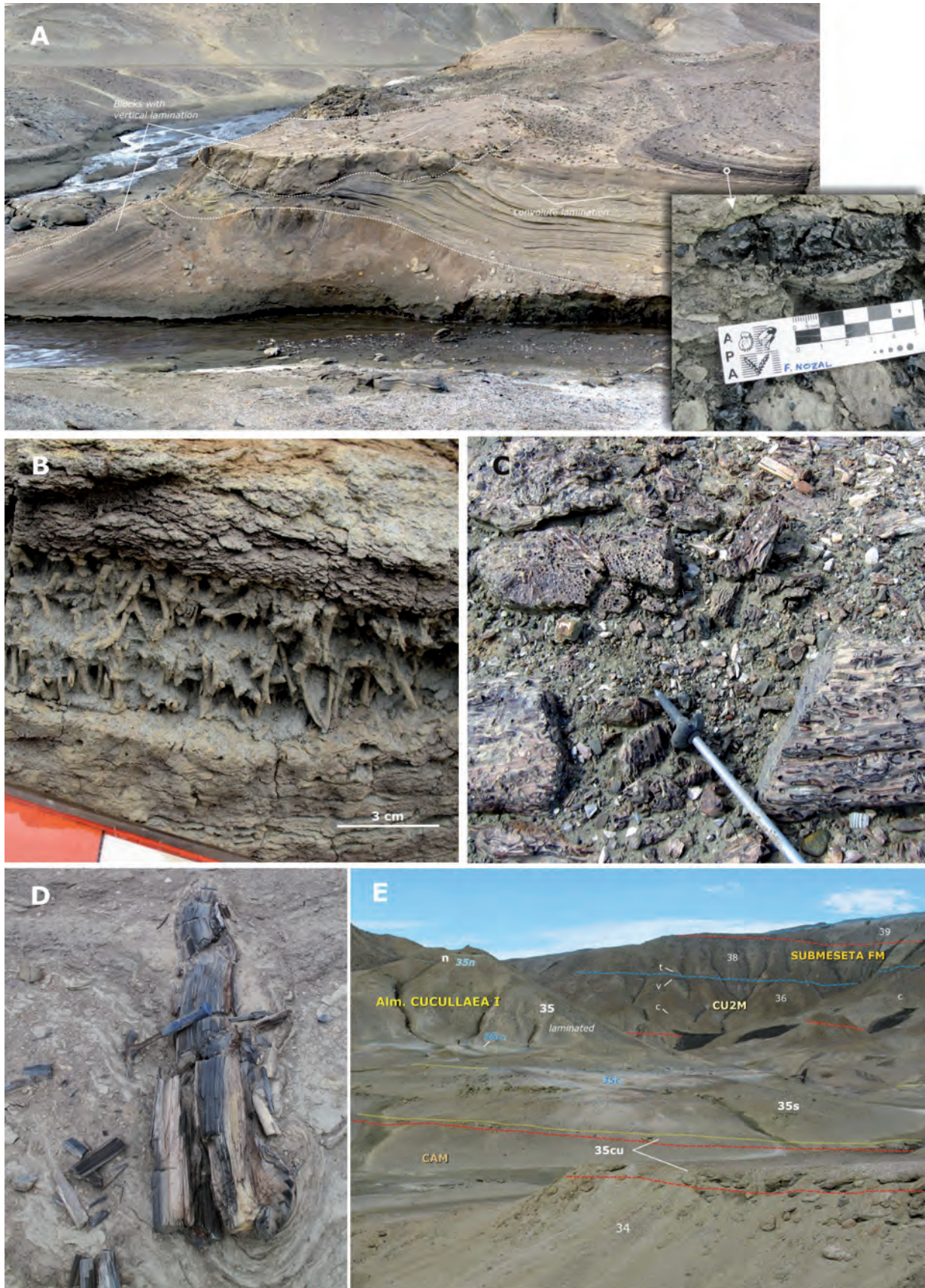
En conjunto, las diferentes facies se interpretan como resultado de la excavación de un canal incidido debido a un descenso del nivel de base marino (superficie erosiva) que se rellena con depósitos de canal influenciado por las mareas (35cu y 35s). Posteriormente sobre las facies canalizadas y dentro de un ambiente de tipo estuarino con ascenso en el nivel relativo del mar (superficie transgresiva), se instaura una llanura mareal (parte inferior rítmica fangoso-arenosa), sobre el que finalmente transgreden facies de ambientes litorales y sublitorales (parte superior arenosa). La morfología general de canal de todo el alomíembro, así como sus facies sedimentarias, es compatible con el contexto estuarino referido (ver también Figs. 3.41 y 3.42).

Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015), identifican en la unidad las magnetozonas **C23n.2n**, **C23n.1r**, **C23n.1n**, **C22r** y **C22n**, situadas en la base del Ypresiense superior. Muestras de **isótopos de Sr** sobre valvas de *Cucullaea* en la zona al sur del cerro Los Troncos (Ivany *et al.*, 2008) ofrecen las siguientes edades: **35cu**-52,8 Ma; **35c<sub>1</sub>**-52,5 Ma; **35n**-51,0 Ma; **35c<sub>3</sub>**-50,8 Ma; **35c<sub>4</sub>**-49,4 Ma; coherentes con la edad de las magnetozonas. Sin embargo, el contenido de dinocistos (Douglas *et al.*, 2014; Amenábar *et al.*, 2018, 2019), hace que se le atribuya por correlación con la base de la biozona **SPDZ13** de Bijl *et al.* (2013), de edad Bartonense superior-Priabonense. Ante la evidente discrepancia, se opta por respetar (con modificaciones) la edad asignada en la cartografía.

Su edad atribuida sería por tanto Ypresiense medio-superior (51,6-49,3 Ma; ver Figs. 3.12, 3.13 y 3.39).



**Figura 3.26.-** Detalles de las facies de las unidades y niveles del Alm. Cucullaea I (35), referidos a la sección M2 (Fig. 3.11). En negrita las unidades presentes en el mapa; en cursiva nueva nomenclatura de niveles (Figs. 3.12 y 3.13) **A.-** Coquina Cucullaea 1 (35cu) en la base del CU1M. La matriz arenosa contiene cantos de origen volcánico. **B.-** Areniscas finas grises (35s). **C.-** Nivel monoespecífico de náuticas (n, 35n), con dientes de seláceos, muy productivo en yacimientos de vertebrados. Sobre él se infiere una pequeña laguna estratigráfica derivada de la erosión del canal de la Fig. 3.25 (ver también Fig. 3.12). **D.-** Tramo arenoso de la unidad con los niveles de coquinas de cucullaeas (c), a la izquierda de la foto 3.25C. Detalle de la base fuertemente erosiva y canalizada del 35c<sub>3</sub> y la importante acumulación de bivalvos.



**Figura 3.27.-** A.- Bloques con laminación vertical en la base del tramo laminado de la unidad 35, interpretados como caídos del borde de los paleocanales con forma de artesa (Fig. 3.25), que al desplomarse, distorsionan la laminación precedente. Detalle de la laminación rica en materia orgánica (azabache) que fosiliza en *onlap* a los bloques. B.- Intensa bioturbación vertical en los tramos arenosos de la unidad 35. C.- Detalle de los troncos colonizados por teredolites (teredolites). D.- Madera fósil carbonizada distorsionando la laminación. E.- Panorámica de la base de la unidad 35 en el entorno de punta Sergios: base con la coquina de cucullaeas (35cu); areniscas (35s) erosionada en lajas en este sector; coquina de la base del tramo laminado (35c<sub>1</sub>) con forma de pequeño canal encajado en el nivel de areniscas; coquina dentro del tramo laminado (35c<sub>2</sub>); "nivel de Nácticas" (n). Al fondo las unidades suprayacentes.

### 3.2.7. Alomiembro Cucullaea II (CU2M). Ypresiense superior-Luteciense inferior

Aparece sobre el alomiembro anterior mediante una superficie erosiva, irregular y cartografiable que aflora alrededor de los relieves de La Meseta excepto al SE de la base Marambio (acantilados del Mar de Weddell) donde la inclinación de las capas la hace desaparecer bajo el mar. Al igual que en el alomiembro anterior, esta superficie erosiva se aprecia bien en casi toda su extensión debido a que se encuentra tapizada por una coquina del bivalvo de la familia Cucullaea que resaltan apreciablemente sobre el terreno.

Está compuesta por las unidades **36**, **36cu**, **36s**, niveles de cucullaeas "**c**" y niveles de veneroidos "**v**", que se describen conjuntamente. Su potencia máxima es de unos 95 m. Consiste en lutitas interlaminaadas y arenas con laminación cruzada, niveles de coquinas de bivalvos esporádicos y arenas con bioturbación abundante en su parte alta. Se interpretan como depósitos mareales dentro de un contexto estuarino. Su edad es Eoceno inferior-medio (Ypresiense superior-Luteciense inferior).

Además de las unidades cartográficas mencionadas, el mapa se ha completado con nuevos niveles de coquinas que se han codificado de forma sistemática y única, junto con los ya existentes (Figs. 3.11, 3.12 y 3.13). En el texto de la memoria, las unidades presentes en el mapa se resaltan en negrita y los nuevos niveles y/o su equivalencia con los cartografiados, se denotan en cursiva con su codificación.

3.2.7.1. Unidad cartográfica **36**. Arenas y lutitas interlaminaadas. **36cu**.- Nivel canalizado con gravas y coquina de Cucullaea II. **36s**.- Arenas lutíticas grises laminadas. **c**.- Niveles de areniscas con Cucullaea. **v**.- Niveles de areniscas con veneroidos

La máxima extensión del término general (36), se encuentra en la zona central de los relieves de La Meseta en la vertiente de la bahía López de Bertodano. No obstante, se ha cartografiado prácticamente alrededor de dicho relieve, excepto en un reducido tramo en los acantilados del Mar de Weddell. Aquí, la inclinación de las capas hace que desaparezca bajo el mar en los acantilados al sureste de la base Marambio.

Se han registrado un máximo de 95 m entre el techo de las columnas M2 y la M3 (Fig. 3.11). Al igual que el Alm. Cucullaea I, el espesor disminuye tanto al sur como al norte, originando una morfología lenticular para el conjunto del alomiembro. Equivale a la parte superior de la unidad *TEIm5* y a la base de la *TEIm6* de Sadler (1988).

La base de la unidad consiste en una superficie erosiva irregular y canaliforme que lleva asociada prácticamente en toda su extensión una coquina del bivalvo del género *Cucullaea* sp. junto con conglomerados y areniscas (36cu). En los afloramientos al S de caleta Larsen y en algunos tramos de los acantilados al S de La Meseta, la coquina no se ha diferenciado por falta de resolución cartográfica. En la ladera oeste de La Meseta a la altura de punta Sergios, la base de la unidad llega a erosionar la mitad superior del Alm. Cucullaea I, disponiéndose muy cerca del "*nivel de Náticas*" (n) (Figs. 3.13 y 3.28A).

Esta unidad repite prácticamente las mismas litofacies que en el alomiembro anterior por lo que su descripción será semejante.

La **unidad 36cu** (denominada informalmente como "*nivel Cucullaea 2*", *36cu<sub>0</sub>* en Figs. 3.12 y 3.13), consiste en un espesor varia-

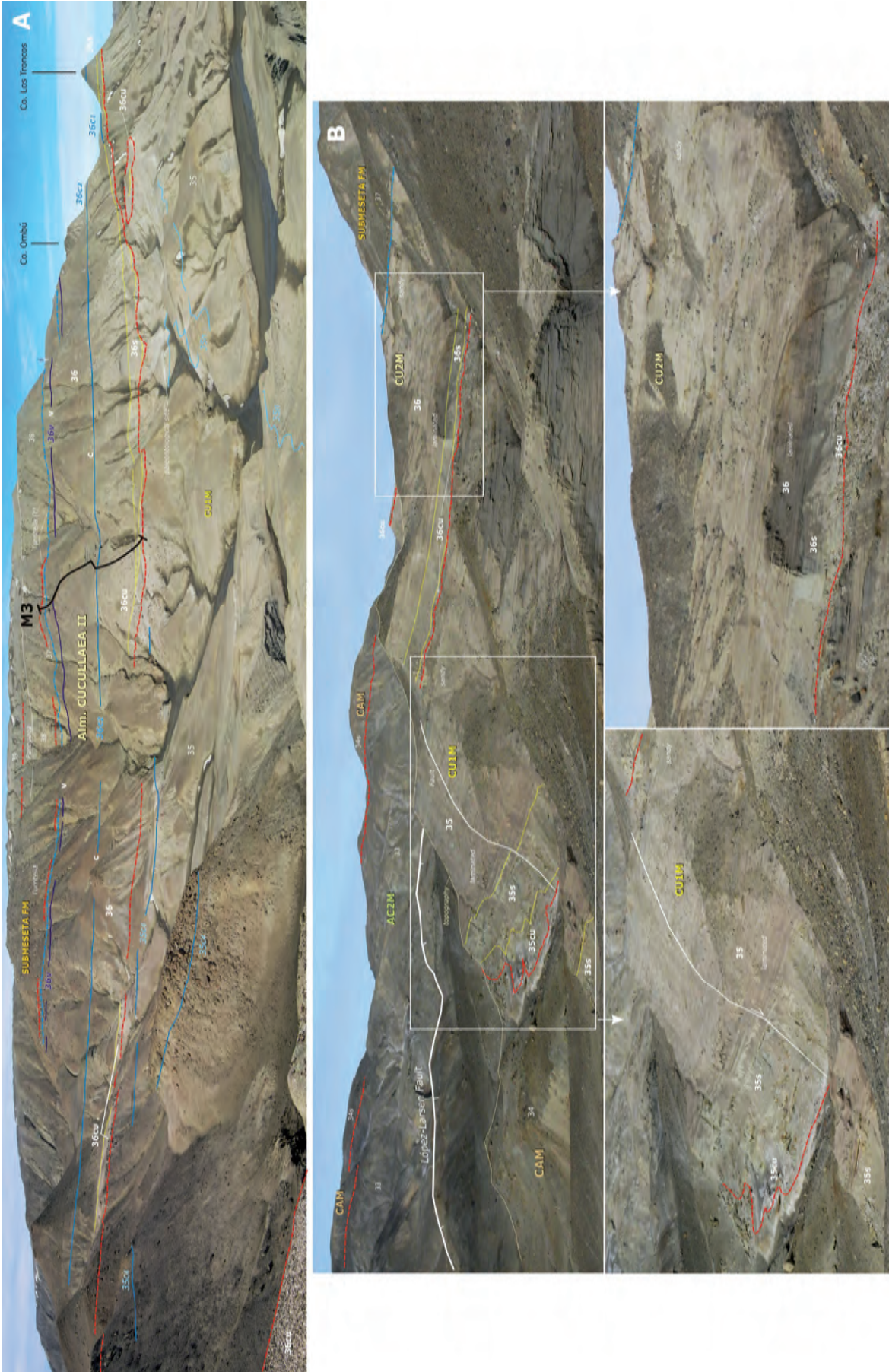
ble entre (1-9 m) de acumulación de esqueletos grandes y robustos del pelecípodo *Cucullaea* sp., con sus valvas enteras y/o fragmentadas, en ocasiones imbricadas. Ocasionalmente también se observan bivalvos del género *Lahilla* y *Panopea* (Casadio *et al.*, 2006, 2007). Se disponen en paquetes individuales con forma de canal de escala métrica amalgamados frecuentemente, con morfología tabular y en los que se observan frecuentes cicatrices erosivas. Tal es el caso de la acumulación que puede observarse en el cerro situado a poco menos de 1 km de punta Campamento ("*cerro Locutorio*"; Fig. 3.25C), donde se han medido 9 m de esta coquina a techo de la columna M2 (Fig. 3.29A). En este cerro la unidad provoca un extenso replano a favor de la superficie de estratificación, donde pueden observarse morfologías de pequeños canales entre areniscas donde se acumulan bioclastos de menor tamaño de los bivalvos (Fig. 3.29B). Un replano semejante, aunque de dimensiones más reducidas, puede observarse al norte de relieve de La Meseta, solapando al plano de la Falla López-Larsen (Fig. 3.30D). La matriz entre los fragmentos de bivalvos es de arena gruesa y a veces de gravas, y aparecen también dientes de seláceos. Internamente, cuando no es masivo, es posible observar estratificación cruzada en surco.

La unidad 36cu se sigue muy bien en toda la ladera occidental del relieve de La Meseta, aunque con tendencia a acuñarse lateralmente. Su espesor disminuye a lo largo de su extensión cartográfica, dando una geometría general de paleocanal conformado a su vez por amalgama de paleocanales menores, cuya máxima profundidad y espesor de sedimento estaría aproximadamente en el cerro Locutorio antes mencionado.

Hacia el techo de las coquinas y en rápida transición, se dispone la **unidad 36s** que, aunque casi siempre está presente, solo se ha cartografiado cuando la resolución cartográfica lo permitía (ladera O de La Meseta, Fig. 3.28A). Consiste en arenas de medianas a finas y lutitas de color gris claro de entre 0,3 y 3 m de espesor. Internamente presentan laminación cruzada planar, en surco y *climbing ripples*.

La **unidad 36** (general), consta de las dos facies presentes en el Alm. Cucullaea I (Fig. 3.28B): una inferior laminada de ritmitas fango-arenosas y otra superior arenosa (ver descripción detallada en unidad 35). Al igual que en la unidad precedente, el tramo de *ritmitas fangoso-arenosas* se disponen sobre una suave superficie erosiva sobre las facies arenosas grises precedentes (36s), sobre la que esporádicamente aparecen coquinas de bivalvos (36c, en Figs. 3.12, 3.13 y 3.28A). El tramo de ritmitas es más arenoso que en el caso del Alm. Cucullaea I y en la sección M3, llega a incorporar incluso algún nivel con gravas dispersas (columna en Fig. 3.28) y es culminado con un nivel de coquina de cucullaea (c, 36c<sub>2</sub>). No se observan en este tramo las megaeestructuras sedimentarias de estratificación cruzada, ni la laminación convolucionada, características del alomiembro anterior en este tramo.

El **nivel c**, de este alomiembro (denominado informalmente como "*nivel Cucullaea 2.5*"; 36c<sub>2</sub> en Figs. 3.11, 3.12, 3.13, 3.27E y 3.28A), consiste en una coquina de restos fragmentados de cucullaeas, con base erosiva y de escasamente 1 m de potencia y que da un resalte apreciable en la topografía. Es muy continuo lateralmente en toda la vertiente oeste de La Meseta, así como en los afloramientos de la unidad al sur de caleta Larsen, siendo un excelente nivel guía de la parte media del alomiembro en este sector, aunque finalmente se acuña lateralmente conformando una delgada capa limolítica de color anaranjado por la intensa alteración de las conchillas. En algunos sectores este nivel es erosionado por la base de la Fm Submeseta (Figs. 3.31 y 3.32A).



**Figura 3.28.- A.-** Panorámica del Alm. Cucullaea II (36) hacia el sur, desde el cerro Locutorio, con sus diferentes unidades, geometría general y contexto estratigráfico. Se reconoce ligeramente la forma de relleno de canal con mayor espesor en la zona central (M3, Fig. 3.11). Aparecen representadas los diferentes niveles guía contenidos en el alombrero, con su nomenclatura (Figs. 3.12, 3.13 y 3.29). Se observa la gran continuidad en este sector de los niveles de 36c, y 36v, así como la presencia a techo de las areniscas grises (36s) en la zona del cerro Los Troncos y del nivel de coquina 36c, semejante al 35c1 del CUTM (Fig. 3.25B). La base del CUZM corta la unidad anterior hasta posicionarse muy cerca estratigráficamente del "nivel de Nátricas" (35m), donde se sitúa el yacimiento paleontológico denominado RB (Fig. 3.13). **B.-** Panorámica de los Alms. CAM, CU1M, CU2M y la Fm Submeseta al norte de la sección M4 (vertiente norte del relieve de la Meseta, Fig. 3.11), mostrando la similitud de las unidades, con una idéntica repetición en las facies.

Sobre dicha coquina se observan de nuevo, las facies de ritmitas fangoso-arenosas que muy rápidamente ganan en arenas muy bioturbadas y que en ocasiones poseen un color anaranjado. Apenas si se observan estructuras sedimentarias excepto alguna laminación cruzada y ondulada. En la parte alta, aparecen concreciones nodulosas, niveles de gravas, bivalvos en posición de vida, huesos de pingüinos, cangrejos del género *Lyreidus* (Sadler, 1988) y un lecho con abundancia de braquiópodos monoespecífico (*Bouchardia antarctica*, Fig. 3.30A).

Sobre las capas anteriores aparece el **nivel v** ("nivel de veneroidos"; 36v en Figs. 3.11, 3.12, 3.13, 3.27E y 3.28), de entre 2 a 3 m de espesor, con una marcada base erosiva (inicio de la unidad *TEIm6* de Sadler, 1988), que contienen gran cantidad de valvas desarticuladas e imbricadas del veneroide *Eurhomalea* sp. entre las cuales se aprecia una matriz de arena gruesa y cantos rodados tamaño grava. Al igual que el nivel de *Cucullaea* 2.5, es muy continuo en toda la vertiente oeste, dando resalte hasta en ocasiones originar replanos muy evidentes como el que se observa al E de cerro Locutorio (Fig. 3.31). Este nivel se sigue bien en los afloramientos al sur de caleta Larsen. En ambos afloramientos desaparece erosionado bajo la base de la Fm Submeseta (Fig. 3.32A). Sobre este nivel se instaura una facies principalmente arenosa de color grisácea, con laminación cruzada de bajo ángulo, muy bioturbadas (*Skolitos*) y con abundancia de equinodermos (Fig. 3.30B).

A lo largo de toda la unidad 36, abundan los niveles carbonosos junto con troncos, principalmente del género *Nothofagus* (Gandolfo et al., 1998b), carbonizados y bioturbados por Teredos, semejantes a los de la unidad anterior (Fig. 3.27C).

La interpretación en conjunto de las diferentes litofacies es semejante al del Alm. *Cucullaea* I (ver unidad 35). Sobre los depósitos infrayacentes se excava un canal incidido (superficie erosiva) por corrientes acuosas provenientes del continente, debidas a un descenso del nivel de base marino que se rellena con depósitos de canal influenciado por las mareas (36cu y 36s). Estos depósitos presentan típicamente una geometría lenticular (Fig. 3.30C), aunque por la rápida migración lateral de las mismas en sustratos arenosos generaron morfologías tabulares (36cu). La parte alta del cerro de mayor espesor de la coquina 36cu (cerro Locutorio), constituye una superficie de estratificación inclinada unos 7° al SE, donde se observan muy bien las paleoformas del relleno del conjunto del canal mareal cuando la energía ya fue menor, con estrechos y sinuosos canales rellenos de fragmentos de conchas entre las formas arenosas abultadas de *megaripples* (Fig. 3.29B, Casadío et al., 2006; 2007).

Posteriormente sobre las facies canalizadas y dentro de un ambiente de tipo estuarino, se instaura una llanura mareal (parte inferior rítmica fangoso-arenosa de la unidad 36), sobre el que finalmente transgreden facies de ambientes litorales y sublitorales (parte superior arenosa de la unidad 36), dentro de un contexto transgresivo (Fig. 3.28B). Tanto el nivel de *Cucullaea* 2.5 (c), como el nivel de veneroidos (v), estarían originados por paleocanales importantes en momentos de mayor energía que incidirían en el sustrato, arrastrando la comunidad de malacofauna correspondiente. El cambio que se produce en el género dominante de *Cucullaea* a *Eurhomalea*, puede ser indicativa de cambios paleocológicos y/o climáticos. La morfología general de canal de todo el alomembro, así como sus facies sedimentarias, es compatible con el contexto estuarino antes referido.

Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud et al., 2015), identifican en la unidad las magnetozonas **C22n**, **C21r** y **C21n** situadas

en el Luteciense inferior. Muestras de **isótopos de Sr** sobre valvas de *Cucullaea* en diferentes niveles, y en el nivel, (Ivany et al., 2008) ofrecen las siguientes edades: **36cu**-48,0 Ma; **36c<sub>2</sub>**-48,8 Ma; coherentes con la edad de las magnetozonas. Sin embargo, el contenido de dinocistos (Douglas et al., 2014; Amenábar et al., 2018, 2019) hace que se le atribuya por correlación con la parte alta de la biozona **SPDZ13** de Bijl et al. (2013), de edad Priaboniense. Ante la evidente discrepancia, se opta por respetar (con modificaciones) la edad asignada en la cartografía.

Su edad atribuida sería por tanto Ypresiense superior-Luteciense inferior (49,1--45,8 Ma; ver Figs. 3.12, 3.13 y 3.39).

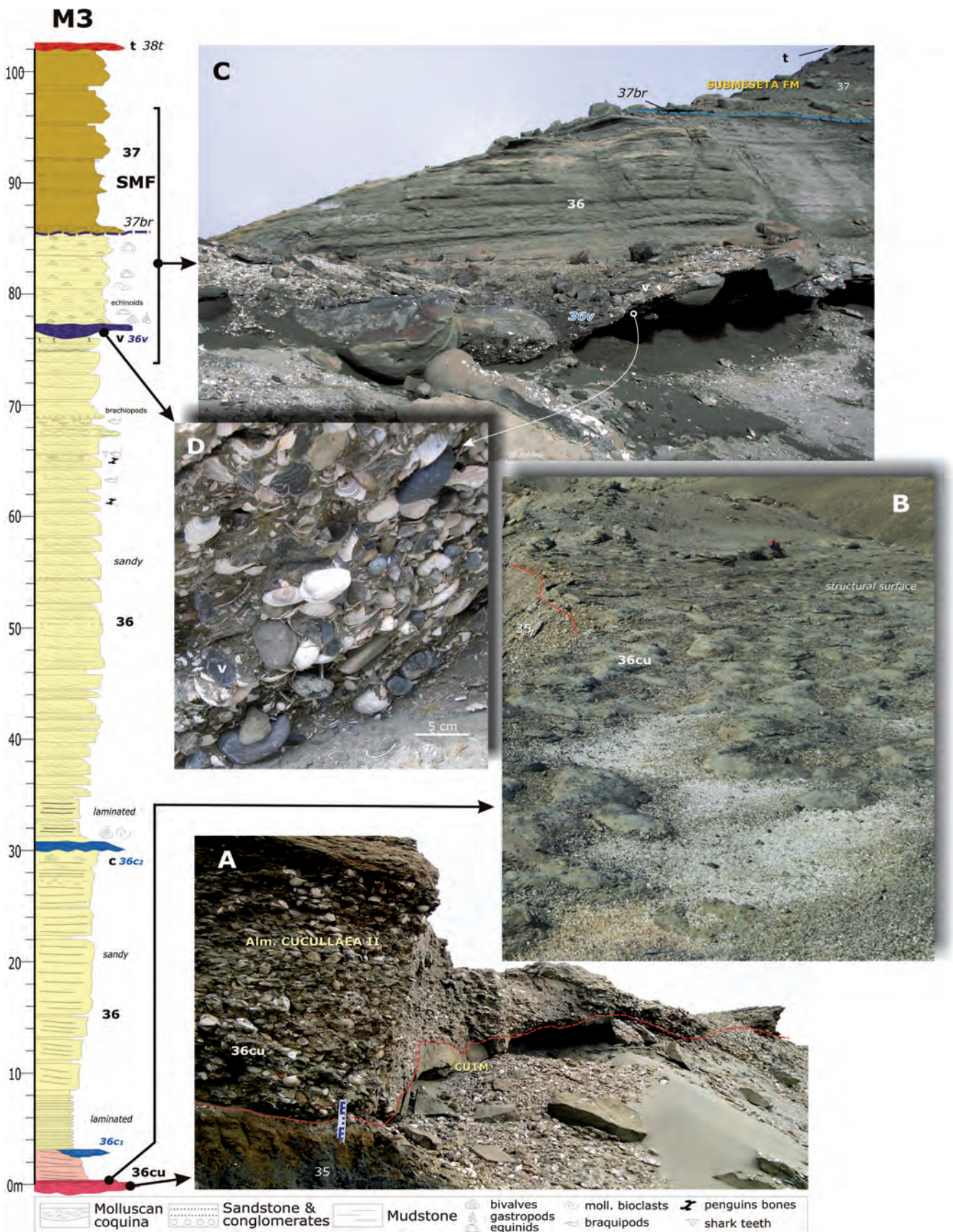
### 3.3. FORMACIÓN SUBMESETA (SMF). EOCENO MEDIO-OLIGOCENO?

Se trata de una nueva formación definida en la realización de esta cartografía y que corresponde al Alomembro Submeseta definido por Marensi (1995) y Marensi et al. (1998a). Este Alomembro Submeseta, a su vez era equivalente en conjunto, a parte de la unidad *TEIm6* y a toda la unidad *TEIm7* de Sadler (1988). Aquí se plantea su consideración como nueva formación del Grupo Seymour por sus facies características y diferenciadas, por su extensión cartografiable, por sus relaciones geométricas (superficie erosiva basal), por su contenido faunístico específico y por su edad. En lo que se refiere a la cronología, se aportan nuevos datos basados en estudios quimioestratigráficos de isótopos Sr (Ivany, et al., 2008) y magnetoestratigráficos (Beamud et al., 2015; Montes et al., 2019b), que indican un considerable hiato sedimentario asociado a la base erosiva de la formación. Estos datos dan una edad Luteciense superior-Oligoceno inferior? (~43,4--33,8 Ma; Figs. 3.12 y 3.13). En el capítulo de cro- noestratigrafía del Grupo Seymour Island se argumenta más detalladamente esta datación (Figs. 3.39 y 3.40).

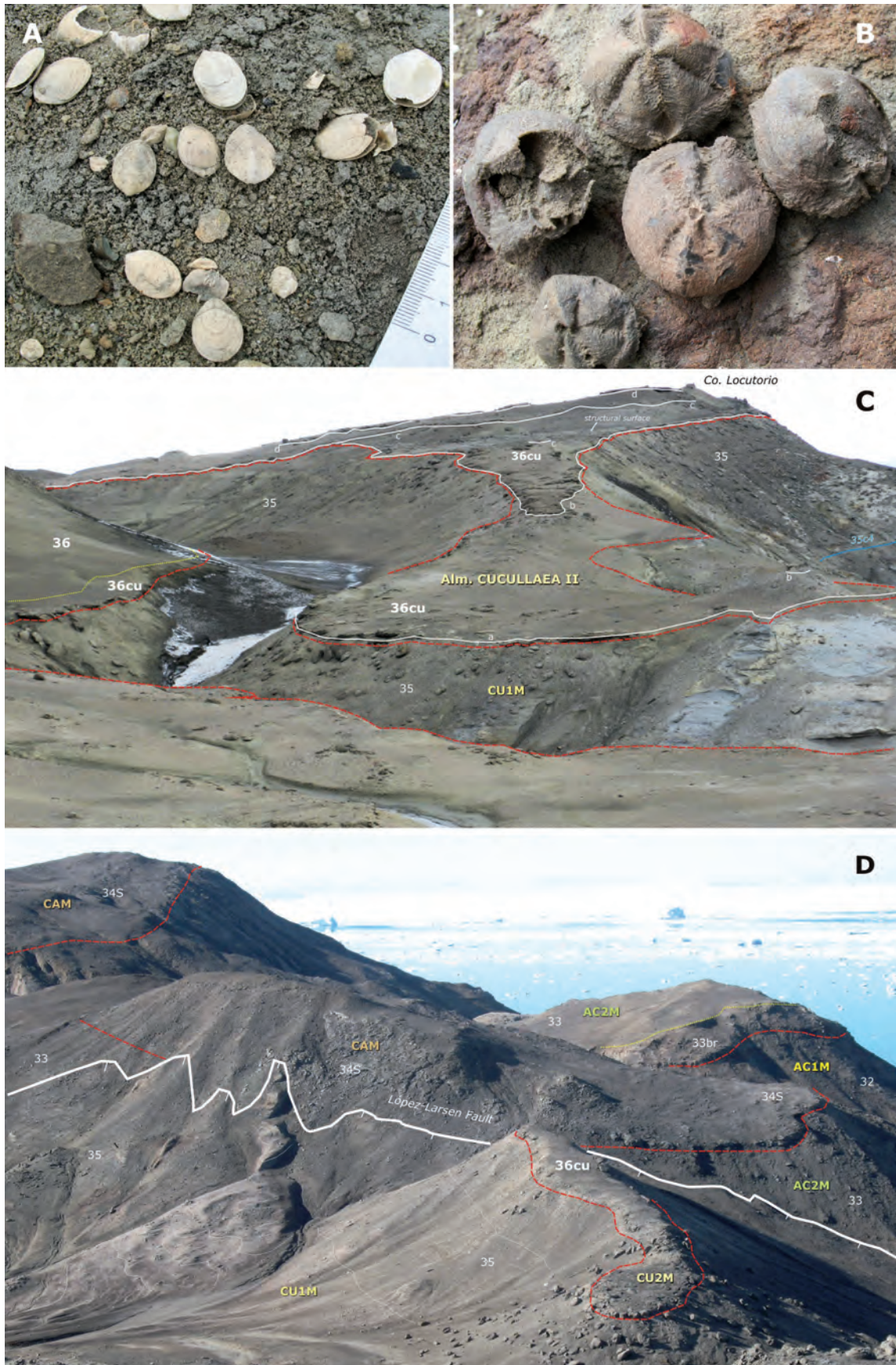
Para su caracterización estratigráfica, se ha realizado una sección (M4) en la parte con más registro (Figs. 3.11, 3.12 y 3.13). La nueva Formación Submeseta (SMF) así entendida, tiene unos 162 m cuya litología dominante consiste en lutitas fangosas, arenas finas con coquinas de moluscos y paquetes de areniscas con pasadas de gravas. Afloran alrededor de las partes superiores del relieve de La Meseta. Se han reconocido tres unidades cartográficas con techo y base definidos, que se han asumido como alomembros de la nueva formación y que en el mapa aparecen como Alms. Submeseta I, II y III. En ésta memoria se han renombrado con más criterio de muro a techo como: **Alm. Laminado (LAM)**; **Alm. Turritella (TUM)** y **Alm. Superior (SUM)**. De igual manera que para la Fm La Meseta, estos alomembros constan de una litología general con su número en el mapa y niveles específicos caracterizados por su litología (conglomerados, cg), o por su contenido en moluscos (*Turritella*, t). Además, se describen facies etiquetadas con un su código pero sin representación cartográfica en el Mapa Geológico por falta de resolución, pero presentes en las secciones y esquemas estratigráficos generales (Figs. 3.11, 3.12 y 3.13).

La base de esta formación es una fuerte superficie erosiva que intersecta a gran parte de los alomembros de la Fm La Meseta. El techo de la unidad, en la mayor parte de su trazado, es otra discordancia por debajo del depósito glaciomarinero Plio-Cuarternario de la Fm Weddell, si bien sobre ella también aparece de forma discordante la Fm Hobbs Glacier en afloramientos reducidos en el borde SO del relieve de La Meseta.

La edad del conjunto de las Fms. La Meseta y Submeseta, ha sido puesta en duda, por la aparición de taxones de dinocistos que se



**Figura 3.29.-** Detalles de las facies de las unidades y niveles del Alm. Cucullaea II (36), referidos a la sección M2 y M3 (Fig. 3.11). **A.-** Coquina Cucullaea 2 (36cu), mostrando su geometría erosiva. Destaca el gran espesor de la coquina con más de 2 m (M2, cerro Locutorio, Fig. 3.25C). **B.-** Superficie de estatificación de la unidad 36cu (ver Fig. 3.30C) mostrando pequeños canales entre areniscas donde se acumulan bioclastos pequeños de bivalvos. **C.-** Nivel canalizado de areniscas y conglomerados con abundancia del veneroideo *Eurhomalea* sp. (v, 36v). Sobre él, se disponen unas areniscas laminadas muy bioturbadas con equinoideos (Fig. 3.30B), y la brecha bioclástica de la base de la Fm Submeseta (37br, Figs. 3.12 y 3.13), junto con la parte más arenosa de esta unidad. Unos 8 m más abajo del nivel de veneroideos, aparece una capa rica en braquiópodos (Fig. 3.30A). **D.-** Detalle de la base de la coquina de veneroideos (v), con cantos rodados centimétricos.



**Figura 3.30.-** A.- Braquiópodos de la especie *Bouchardia antarctica* de la parte alta del Alm. Cucullaea II en la sección M3 (Figs. 3.11 y 3.29). B.- Equinoideos por encima del nivel de veneroides en la sección M3 (Fig. 3.29). C.- Cuerpos canalizados amalgamados sucesivos (a, b, c y d) con lag de coquinas de cucullaeas que conjuntamente, conforman el replano estructural y el gran espesor de la unidad 36cu en la zona del cerro Locutorio (detalle de la morfología del rellano estructural en Fig. 3.29B). D.- Onlap sobre la Falla López-Larsen de los Alms. Cucullaea I (35) y II (36), hacia el NO de la sección M4 (Fig. 3.11). La coquina de base del CU2M (36cu) da un replano estructural también en esta zona. Al fondo, disposición de los alomiembros inferiores (AC1M, AC2M y CAM).

atribuyen a biozonas del Mar de Tasman abarcándose un lapso de edad que comenzaría en el Luteciense medio para la base de LMF (Douglas *et al.*, 2014), cuya edad es más moderna que el modelo de edad presentado en el mapa. Dado que el modelo de edad aún está en discusión (Amenábar *et al.*, 2018, 2019), en la presente memoria se mantiene (con alguna modificación), el que aparece en la leyenda de la cartografía.

### 3.3.1. Discontinuidad basal

Se ha cartografiado alrededor del relieve de La Meseta, a cotas entre 100 y 150 en la vertiente de López de Bertodano y a cota del nivel del mar en la vertiente del Mar de Weddell, reflejando así el suave buzamiento de las capas hacia el SE (2-4°).

Se trata de una superficie erosiva bien observable en todo su trazado aunque puesta de relieve especialmente en las laderas de La Meseta al N y NE de la Base Marambio (Fig. 3.31). Dicha superficie corta a las capas infrayacentes del Alm. Cucullaea II (36) en la mayor parte de su trazado, pero en los acantilados del Mar de Weddell llega a cortar incluso a las unidades del Alm. Cucullaea I (35) (Fig. 3.32C). La superficie está jalonada por una delgada brecha de coquinas de moluscos e intraclastos, seguida de un nivel métrico de areniscas finas con estratificación cruzada (Fig. 3.32A), sin representación cartográfica en el Mapa Geológico, pero sí en los esquemas estratigráficos (Figs. 3.12 y 3.13), donde aparecen con una nomenclatura específica.

En conjunto la cartografía de la superficie erosiva dibuja una geometría en surco asimétrico dejando los mayores espesores de la formación hacia el NE (sección M4) y E (acantilados del Mar de Weddell) y las más laxas hacia el NO (zona de vertiente de la bahía López de Bertodano del relieve de La Meseta). Dentro de esta tendencia general, la superficie conforma una orientación general hacia el NE, si bien presenta a su vez, una morfología compleja con surcos y altos de geometría ondulada a escala media (Fig. 3.32B). Dicha orientación es sensiblemente diferente a la del valle incidido de la Fm La Meseta cuya orientación general es hacia el E-SE.

Sobre la superficie erosiva se disponen en *onlap* los sedimentos de los Alms. Laminado (37) y Turritella (38) (Figs. 3.31 y 3.32). Dichos sedimentos presentan unas facies diferenciadas en cuanto a litología, color, y arquitectura interna (laminación) con respecto a las unidades infrayacentes, que ayuda a su diferenciación en el terreno.

Como se ha mencionado en la introducción de la formación, la discontinuidad basal lleva asociado un hiato detectado por estudios isotópicos de Sr (Ivany *et al.*, 2008) y magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b), que asumen la ausencia de casi 2.5 Ma en el registro sedimentario.

### 3.3.2. Alomiembro Submeseta I (LAM, Laminado). Luteciense superior

Es el alomiembro inferior de la Fm Submeseta, y se dispone sobre su superficie erosiva basal. Aflora alrededor del relieve de La Meseta, estando ausente en el entorno de la sección M3 (Fig. 3.11) y en el extremo S de dicho relieve, donde es erosionado por las unidades suprayacentes. En la leyenda del mapa geológico aparece como Alm. Submeseta I, pero en esta memoria se ha renombrado como Alm. Laminado (LAM).

Está compuesta por la unidad **37** y posee un espesor máximo de 63 m. Su litología principal son lutitas y arenas interlaminadas de color marrón verdoso oscuro que hacia techo son más arenosas y más rojizas. Se interpretan como sedimentos de llanura ma-

real en un contexto estuarino. Su edad es Eoceno medio (Luteciense superior).

Además de la unidad cartográfica principal, se completa la descripción con nuevas facies y unidades que se han codificado de forma sistemática y única junto con la ya existente (Figs. 3.11, 3.12 y 3.13). En el texto de la memoria, las unidades presentes en el mapa se resaltan en negrita, y los nuevos niveles y/o su equivalencia con los cartografiados, en cursiva con su codificación.

#### 3.3.2.1. Unidad cartográfica **37**. Arenas y lutitas verdosas interlaminadas

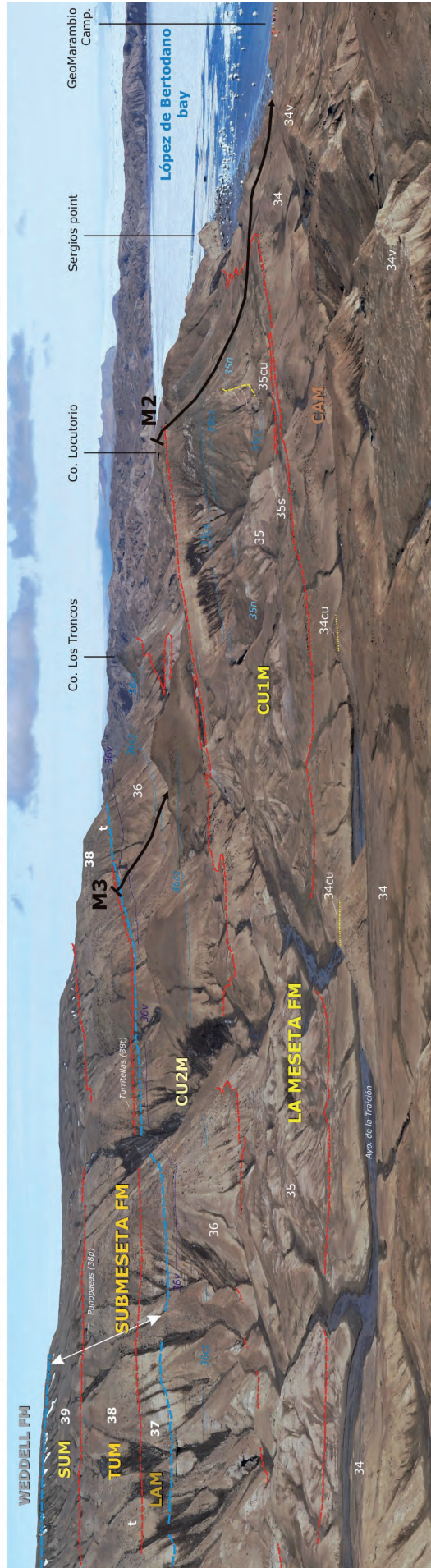
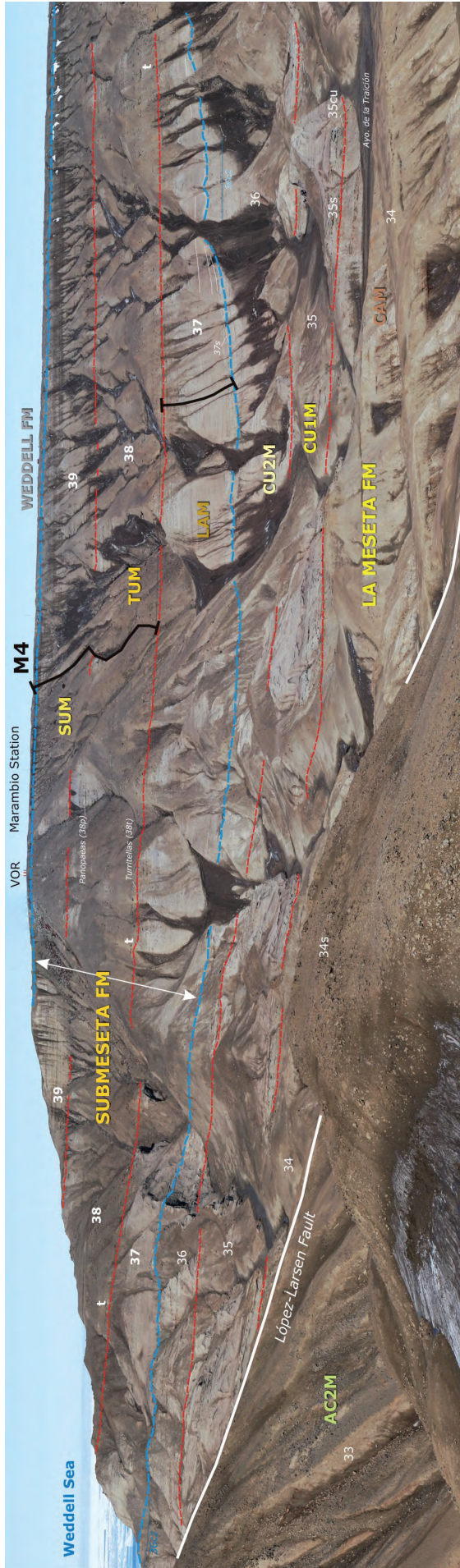
Aflora a media ladera de los relieves más al norte de La Meseta, entre las cotas 100 y 150 aproximadamente. Hacia la vertiente del Mar de Weddell sus afloramientos van descendiendo debido al buzamiento de las capas hasta los acantilados cerca de la costa. De aquí y hacia el sur, vuelven a subir de cota debido a la geometría en surco general de la formación. Hacia la ladera SO va disminuyendo de espesor hasta desaparecer bajo los materiales del alomiembro suprayacente (Alm. Turritella; Alm. Submeseta II en el mapa)\*.

Se han registrado 63 m en la sección M4 (Figs. 3.11, 3.12, 3.13 y 3.31) situada en la ladera de La Meseta justo al norte de la Base Marambio, en la zona de máximo espesor para la unidad. Equivale a la unidad *TEIm6* de Sadler (1988).

La base de la unidad consiste en la superficie erosiva irregular y canaliforme que lleva asociada prácticamente en toda su extensión una coquina de escasamente 1 m de espesor del bivalvos, conglomerados e intraclastos, sin resolución cartográfica (*37br*, en Figs. 3.12 y 3.13). Esta brecha a veces es de color rojiza debido a un pátina de óxidos de hierro que afecta especialmente a los bivalvos (Fig. 3.33B). En otras ocasiones posee un mayor espesor, siendo la coquina de bivalvos casi en exclusiva de veneroides, como en el caso del afloramiento aislado de **37**, justo al E de la base Marambio; (Figs. 3.11 y 3.34). En este sector la coquina de la base, se confunde con el "nivel de veneroides" (36v), del Alm. Cucullaea II, muy próximo en la serie infrayacente (Fig. 3.32A). Sobre esta brecha, aparece frecuentemente un tramo de espesor variable de arenas finas de color grisáceo (*37s*, en Figs. 3.12 y 3.13) con laminación cruzada y *ripples*, que en ocasiones a techo, presenta laminación convolucionada (Figs. 3.33A y C y 3.34).

Sobre las anteriores arenas grisáceas y en transición brusca y a veces erosiva (Fig. 3.34), se dispone el grueso de la **unidad 37** que está compuesto por alternancia interlaminada, de centimétrica a decimétrica de lutitas y arenas fina de color marrón oscuro y verdoso (Figs. 3.31, 3.32 y 3.33). Estas ritmitas, muy semejantes en detalle a las descritas en las unidades CU1M (Fig. 3.24) y CU2M, son tabulares, tienen bases y techos netos planos y tendencia granodecreciente. Las estructuras más comunes en el conjunto de las ritmitas son los *ripples* y la laminación paralela. La bioturbación en general es escasa se ubica preferentemente en los intervalos fangosos y cuando está presente no perturba la alternancia de bancos arenosos y fangosos. La fauna apenas está presente en esta unidad. A mediana y gran escala, el tramo lutítico se dispone en *onlap* sobre la superficie erosiva infrayacente (Figs. 3.31, 3.32 y 3.34A).

\* El trazado cartográfico de esta unidad en el mapa editado, contiene errores cartográficos. En él aparece un acunamiento hacia los relieves al norte y SO de La Meseta. Sin embargo, la unidad sigue presente en dichas zonas incluso aumentando de espesor. El trazado erróneo se corrige en la Fig. 3.11.



**Figura 3.31.-** Panorámica desde co. Jonás hacia el sur (E-arriba; O-abajo), de los almiembros de la parte superior de LMf, y la Fm Submeseta, con sus unidades principales y niveles guía (Fig. 3.12). Se muestran la posición de las secciones M2, M3 y M4 (Figs. 3.11, 3.12 y 3.13). Se observa la geometría de acunamiento de los Alms. CU1M y CU2M, hacia el E, haciendo a su vez *onlap* contra la Falla López-Larsen. Sobre de la discontinuidad basal de la SBF, se dispone la unidad 37 (Alm. laminado-LAM). Por encima, los límites de los almiembros son el *nivel de Turritella*s (38t, t) base de 38: Alm. Turritella-TUM y el techo del nivel con Panopaeas (38p), que es la base de 39: Alm. Superior-SUM. El LAM (37) de la SMF, se acuña hacia el oeste en *onlap*, a favor de la superficie erosiva, hasta desaparecer cerca de la sección M3.



**Figura 3.32.-** Diversas panorámicas de la superficie erosiva basal de la Fm Submeseta. **A.-** Vista hacia el sur de la serie estratigráfica eocena (CU1M, CU2M, LAM, TUM, SUM) entre la Falla López-Larsen y el Mar de Weddell, afectada por una serie de fallas normales pseudoparalelas a la López-Larsen. Aquí, la superficie erosiva corta a la parte superior de la serie del CU2M hasta el nivel 36c<sub>2</sub>. El Alm. Laminado (37) se dispone en *onlap* sobre la superficie erosiva. En este sector el CU2M está muy completo, mostrando bien casi todas sus unidades y niveles guía. **B.-** Límite inferior de la SMF a 1,5 km al sur de la Base Marambio, en un afloramiento del tipo “ventana” de CU2M (36) rodeada de LAM (37) (Fig. 3.11). Se observa la magnitud de la erosión que, en este sector, llega a cortar al término laminado de CU2M. Nivel de gasterópodos truncado por la discordancia erosiva en la que no se observa brecha basal ni arenisca laminada gris. Al fondo, nivel de *Turritellas* (38). **C.-** Punto singular en los acantilados de la costa del Mar de Weddell cercano al afloramiento de B, donde se aprecia la angularidad de las superficies erosivas de CU2M y LAM generando un punto triple que cobija a los términos inferiores de CU1M que, a su vez, es erosionado por la Fm Submeseta, poniendo de manifiesto la magnitud del proceso erosivo de la nueva formación.

En los afloramientos de la vertiente del Mar de Weddell, las ritmitas areno-fangosas se ordenan formando una intensa y penetrativa laminación paralela y a veces entrecruzada de bajo ángulo, a gran escala, muy evidente y de colores más claros que los sedimentos infrayacentes que ayuda a su diferenciación en el terreno (Fig. 3.32B y C). A veces también se observan en este sector niveles con *slumps* y laminación convolucionada.

Hacia techo estas secuencias heterolíticas ganan en arena y en compactación pasando transicionalmente a areniscas de color rojizo y anaranjado muy característico (Fig. 3.32). Estas areniscas se disponen en paquetes de poco menos de 1 m, están bioturbadas y separadas por niveles más lutíticos (Fig. 3.33D). Estas facies arenosas rojizas, se siguen a lo largo de buena parte de la ladera N de La Meseta, son expansivas respecto al tramo lutítico inferior (Fig. 3.31) y se reconocen sobre la superficie erosiva basal en la ladera NO de la Meseta (vertiente de la bahía López de Bertodano, Figs. 3.29D y 3.31).

La secuencia litológica formada por: la superficie erosiva, brecha con conglomerados y coquina de bivalvos (**37br**), tramo de areniscas con laminación cruzada (**37s**) y el tramo laminado de ritmitas arenoso-lutíticas con arenas bioturbadas a techo de la unidad (**37**) (Fig. 3.33A), es muy semejante a los alomiembros de la Fm La Meseta, por lo que su interpretación es parecida. Sobre los depósitos infrayacentes se excava un canal incidido por corrientes acuosas provenientes del continente, debidas a un descenso del nivel de base marino (superficie erosiva) que se rellena con depósitos de canal influenciado por las mareas (coquina y arenas grises). Posteriormente sobre las facies canalizadas y dentro de un ambiente de tipo estuario, se instaura una llanura mareal sobre la que finalmente transgreden facies de ambientes litorales y sublitorales de la parte más arenosa superior.

La geometría de los espesores de la unidad (ver Fig. 3.11, con trazado cartográfico corregido respecto del mapa geológico), revela que existen depocentros con mayor espesor al SO y NE del relieve de La Meseta, que sugieren una orientación del surco incidido en la misma dirección (SO-NE). Esta orientación sería casi perpendicular a la dirección deducida para el valle incidido de la Fm La Meseta NE-SO. Este cambio de la dirección en los procesos erosivos, refuerza a la Submeseta como nueva formación.

Apenas hay datos cronoestratigráficos en esta unidad. Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015), identifican en la unidad las magnetozonas **C20n** y **C19r** situadas en el Luteciense superior. Estos cronos asumen un hiato de más de 2 Ma con respecto al techo de Alm. Cucullaea II (Fig. 3.39). Sin embargo, el contenido de dinocistos proporcionado por Douglas *et al.*, (2014) en la unidad *TEIm6* de Sadler (equivalentes a parte de las unidades 36 y 37), hace que se le atribuya por correlación con la parte superior de la biozona **SPDZ13** de Bijl *et al.* (2013), de edad Priaboniense. Ante la evidente discrepancia, se opta por respetar (con modificaciones) la edad asignada en la cartografía.

Su edad atribuida sería por tanto Eoceno medio, Luteciense superior (~43,4-41,3 Ma; ver Figs. 3.12, 3.13 y 3.39).

### 3.3.3. Alomiembro Submeseta II (TUM, *Turritella*). Bartonense

Es el alomiembro intermedio de la formación y se dispone sobre el infrayacente (LAM), mediante una superficie erosiva. Aflora alrededor de los relieves de la Meseta.

Está compuesta por la unidad **38** y el nivel de areniscas con turritelas (**t**) y tiene un espesor de 58 m. Su litología principal son arenas

y areniscas rojizas masivas a veces con coquina de pequeños gasterópodos (*Turritella*) con base erosiva alternando con tramos más lutíticos y pasadas de gravas dispersas. Se interpretan como sedimentos de plataforma arenosa somera. Su edad es Eoceno medio (Bartoniense). En la leyenda del mapa geológico aparece como Alm. Submeseta II, pero en esta memoria se ha renombrado como Alm. *Turritella* (TUM). Su edad es Eoceno medio (Bartoniense).

Además de la unidad cartográfica principal, se completa la descripción con nuevas facies y unidades que se han codificado de forma sistemática y única junto con la ya existente (Figs. 3.11, 3.12 y 3.13). En el texto de la memoria, las unidades presentes en el mapa se resaltan en negrita, y los nuevos niveles y/o su equivalencia con los cartografiados, en cursiva con su codificación.

#### 3.3.3.1. Unidad cartográfica **38**. Areniscas rojizas y lutitas. **t**.- Nivel de arenisca con *Turritella*

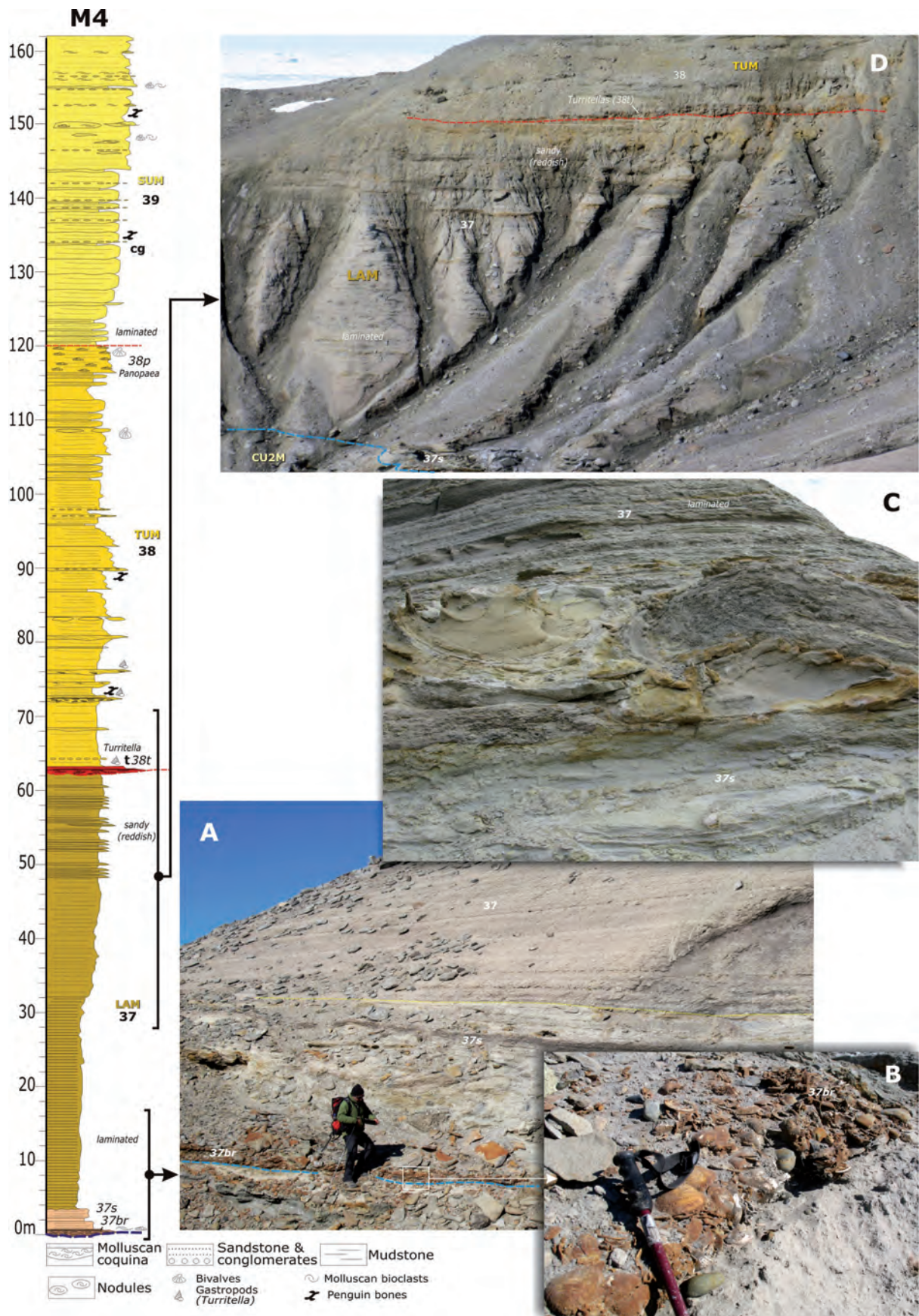
Aflora en las cotas superiores alrededor de los relieves de la Meseta. En las vertientes norte y NO, la unidad aparece en abruptos escarpes mientras que hacia la vertiente del Mar de Weddell, los afloramientos van descendiendo de cota por el buzamiento de las capas hasta conformar los replanos culminantes de los acantilados. Estos replanos morfológicos ofrecen extensas superficies de estratificación donde han aparecido numerosos huesos de pingüinos fósiles.

Se han registrado 58 m en la columna M4 (Figs. 3.11, 3.12, 3.13 y 3.31). Equivale a la parte inferior de la unidad *TEIm7* de Sadler (1988).

La base de la unidad es una superficie erosiva que trunca suavemente a los depósitos infrayacentes (Fig. 3.33D), tapizada por un nivel de arenas gruesas de color grisáceo y rojizo (Fig. 3.35A) que contiene abundantes conchas del gasterópodo del género *Turritella* sp. (**t**). A veces, el nivel contiene cantos de tamaño grava, de origen volcánico, cuarcítico, o esquisto; así como restos de madera fósil. Si bien este pequeño gasterópodo es el más abundante, a veces puntualmente aparece acompañados por otros gasterópodos (naticidos, Fig. 3.35B), o conchas de bivalvos cucullaeas y/o veneroides (Fig. 3.36A, B y C). Este nivel **t**, denominado informalmente como "nivel de *Turritella*" (**t**, 38t) es un excelente nivel guía y aparece en la base de la unidad en casi toda la extensión de su afloramiento. Otros niveles de turritelas aunque menos continuos, se reconocen en posiciones más altas en la serie pero siempre en las partes inferiores de la unidad. A veces la proximidad con el nivel de veneroides del Alm. Cucullaea II (36v, Fig. 3.36A), crea una cierta confusión, pues ambos poseen base erosiva que a veces ha sido interpretada como límite de unidad, como en el caso de la base de la unidad *TEIm 6* de Sadler.

El término general de la **unidad 38**, consiste en una serie de secuencias granodecrecientes de entre 2-3 m de espesor de areniscas y arenas finas que culminan en lutitas laminadas y bioturbadas. Las arenas son finas, ocasionalmente muy finas y medianas, limosas y pobremente seleccionadas. El color general es verde amarillento claro o verde grisáceo. Internamente estos bancos son masivos o presentan relictos de estratificación entrecruzada tabular planar, o laminación heterolítica arena-fango. Las lutitas que culminan las secuencias granodecrecientes, consisten en niveles centimétricos de lutitas o arena fina bien seleccionada con laminación paralela u ondulítica y fragmentos de conchas.

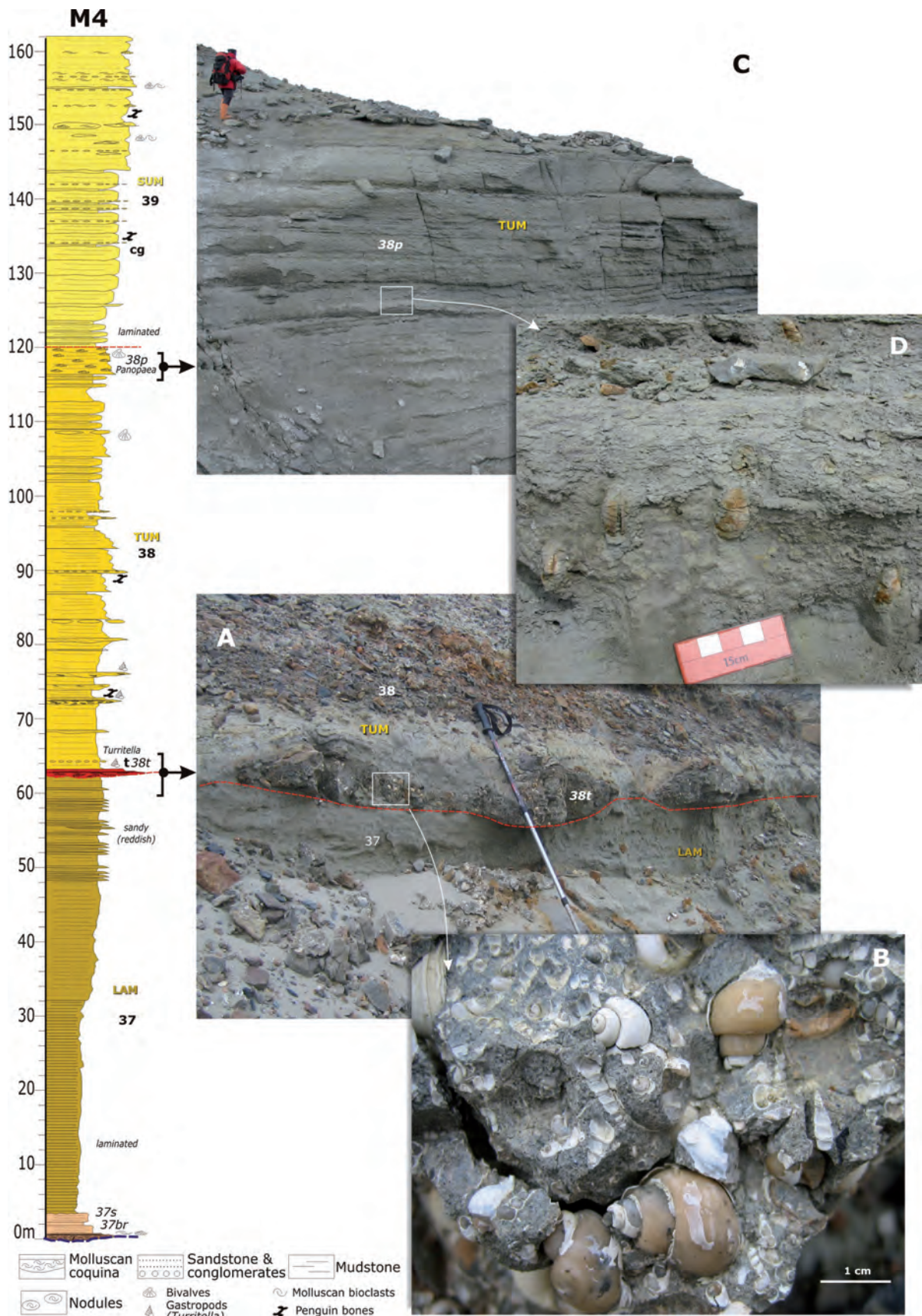
Hacia la parte media de la unidad y esporádicamente, se encuentran clastos aislados y dispersos de tamaño grava y a veces de mayor tamaño (Figs. 3.36E y F) y ocasionalmente, fragmentos de invertebrados (en especial de pingüinos fósiles). Las gravas son redondeadas y son principalmente de origen metamórfico y volcánico.



**Figura 3.33.-** Detalles de las facies de las unidades y niveles del Alm. Laminado (37), referidos a la sección M4 y aledaños (Fig. 3.11). **A.-** Parte inferior de la unidad con los tres términos observados. 37br y 37s, no aparecen en la cartografía por falta de resolución. **B.-** Detalle de la brecha basal, con cantos rodados centimétricos de gran tamaño y valvas de cucullaea y otros bivalvos, con pátina rojiza oxidada. **C.-** Detalle de la estratificación cruzada de las areniscas grises (37s) con laminación convolucionada a techo en el contacto con las facies laminadas de la unidad. **D.-** Detalle de la panorámica de la Fig. 3.32, mostrando la unidad 37 completa con las facies de areniscas rojizas a techo y la suave superficie erosiva del nivel de *Turrilella* (t) sobre ellas.



**Figura 3.34.-** A.- Panorámica del afloramiento aislado del Alm. Laminado (37) a 1,5 km al E de la base Marambio (Fig. 3.11), mostrando sus tres términos (37br, 37s y 37) y la superficie erosiva ondulada del término principal laminado (37), sobre las areniscas grises con estatificación cruzada (37s). Las facies laminadas de 37, muestran relleno en *onlap* sobre su superficie erosiva. B.- Detalle de la panorámica anterior con el límite neto y erosivo de las facies laminadas (37) sobre las areniscas (37s). C.- Detalle de la coquina de la base del almiembro en este sector a base de fragmentos de bivalvos (veneroides), gasterópodos y cantos rodados centimétricos. Esta coquina de la base, que contrasta con la de otros sectores (Fig. 3.33B), a veces se confunde con el "nivel de veneroides" (36v) del Alm. Cucullaea II, muy próximo en la serie infrayacente.



**Figura 3.35.-** Detalles de las facies de las unidades y niveles del Alm. *Turrítella* (38), referidos a la sección M4 y aledaños (Fig. 3.11). **A.-** Aspecto de campo representativo del "nivel de *Turrítellas*" (t, 38t), en la vertiente oeste del relieve de La Meseta al S de la sección M3 (Fig. 3.11). Se trata de un nivel de areniscas litificada que da ligero resalte y con base ligeramente erosiva, con abundantes ejemplares del gasterópodo del género *Turrítella* sp., de morfología estrecha y alargada. En este caso el techo del nivel está ondulado debido al retoque de oleaje. **B.-** Detalle de la coquina mostrando la abundancia del gasterópodo, con otros con más porte (naticidos). **C.-** Aspecto de campo del "nivel de *Panopaea*" (38p), en la culminación del Alm. *Turrítella* (38). Son areniscas poco consolidadas de aspecto masivo, muy bioturbadas y con bivalvos dispersos del género *Panopaea* sp. **D.-** Ejemplares de *Panopaea* sp. en posición de vida.



**Figura 3.36.-** Detalles del Alm. *Turritella* (38). **A.-** Afloramiento a unos 300 m al NE de la culminación de la sección M3, mostrando el "nivel de veneroidos" del CU2M (v, 36v) muy próximo al nivel de *Turritellas* (t, 38t). **B.-** Detalle de campo de la coquina de *Turritellas* que aquí presenta una abundancia inusual de veneroidos. Esta cercanía de los dos niveles con veneroidos abundantes, a veces se presta a confusión (base de *TEIm* 6). **C.-** Detalle, mostrando algunos ejemplares de *Turritella* sp. (t) entre las valvas de *Eurhomalea* sp. (veneroideo). **D.-** Detalle del aspecto típico del "nivel de *Turritellas*" con gran cantidad del gasterópodo del género, frente a otros bivalvos o gasterópos. **E.-** Cantos redondeados de gran tamaño en las facies de areniscas de la unidad 38. **F.-** "Nivel de *Panopaeas*" (36p), en este caso también con niveles de cantos rodados dispersos. **G.-** *Panopaea* sp. en posición de vida con la frecuente pátina rojiza de óxidos. **H.-** Coquina de panopaeas removidas dentro del nivel.

En la parte superior, las secuencias se hacen más arenosas y de mayor espesor y la unidad culmina con un tramo de espesor métrico a decamétrico (Fig. 3.35C), de areniscas masivas y muy bioturbadas con abundancia del bivalvo del género *Panopaea* sp. en posición de vida (Figs. 3.35D y 3.36G). En este tramo aparecen también niveles con cantos rodados dispersos (Fig. 3.36F), y horizontes con acumulación de bivalvos (Fig. 3.36H). Este nivel, denominado informalmente “nivel de *Panopaeas*” (38p en Figs. 3.11, 3.12, 3.13, 3.31 y 3.35), constituye un nivel guía que aparece persistentemente a techo de la unidad, especialmente en la vertiente O de La Meseta, si bien en la vertiente del Mar de Weddell, lo hace de forma más ocasional pero apreciable.

El grado de bioturbación es alto, aunque frecuentemente, no se pueden distinguir trazas definidas sino un moteado y la remoción del sedimento. Ocasionalmente se observan trazas tipo *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*. La fauna es importante y, a parte de los mencionados niveles con turrítulas y panopaeas, se encuentran también veneroideos en posición de vida, *Lingula* sp. y niveles con fragmentos removidos de conchillas (Fig. 3.36H). Otros constituyentes ocasionales pero de gran importancia paleontológica son los huesos de pingüino (replanos de la vertiente de Mar de Weddell, Acosta Hospitaleche, 2014; Reguero, et al., 2013; Tambussi et al., 2006), restos de peces y ballenas, crinoideos, asteroideos, escafópodos y gasterópodos.

Esta unidad **38**, representa la sedimentación en una plataforma marina mareal, con barras y áreas protegidas entre ellas y una zona fangosa distal. Esta distribución era periódicamente modificada por la irrupción de condiciones más enérgicas que pueden atribuirse a eventos de tormentas (niveles de gravas). Estas facies representan un cambio apreciable en el modelo sedimentario pues, a partir de la colmatación del último de los valles incididos (unidad anterior), se establece una amplia plataforma arenosa somera de suave pendiente batida esporádicamente por tormentas. La disminución del tamaño general de las conchillas de la malacofauna (turrítulas, panopaeas, *Modiolus* sp., *Hiatella* sp., etc.), con respecto a la de los alomiembros de la Fm La Meseta, (veneroides, cucullaeas, etc.) anteriores, indicaría una progresiva disminución en la temperatura de las aguas (Elliot y Trautman, 1982).

Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud et al., 2015), identifican en la unidad, aunque con poca resolución paleomagnética, las magnetozonas **C19n**, **C18r**, **C18n**, **C17r** y **C17n** situadas entre el Luteciense terminal y el techo del Bartonense. Por otra parte Ivany et al. (2008), estudia muestras de **isótopos de Sr** sobre valvas de *Eurhormalea* sp. en el nivel de *Turrítulas* (t, 38t) de la vertiente occidental del relieve de La Meseta, y rico en este veneroideo (Fig. 3.36B), que ofrecen una edad de 41,0 Ma. Así mismo sobre otro nivel de coquina de veneroideo situado cerca de la base del nivel de *Panopaeas* (38p), se da una edad de 39,1 Ma. Ambas edades son coherentes con las edades de las magnetozonas, si se tiene en cuenta el rango temporal de error de las dataciones absolutas mediante las relaciones isotópicas de Sr ( $\pm 2$ Ma). Hasta el momento, no existen datos de bioestratigrafía de dinocistos para esta unidad.

Su edad atribuida sería por tanto Eoceno medio, Luteciense terminal-Bartonense (41,2-37,7 Ma; ver Figs. 3.12, 3.13 y 3.39).

### 3.3.4. Alomiembro Submeseta III (SUM, Superior). Priabonense-Oligoceno?

Es el alomiembro superior y se dispone sobre el infrayacente (TUM), mediante contacto concordante sin interrupción apreciable de la sedimentación. Aflora en la parte más alta de los relieves de La Meseta.

Está compuesto por la unidad **39** y niveles cartografiados de areniscas con conglomerado, **cg**. Se ha registrado un espesor de 42 m. Su litología principal son lutitas, arenas y areniscas con frecuentes niveles de gravas dispersos y huesos de pingüino. Se interpretan como sedimentos de plataforma arenosa somera dominada por tormentas. Su edad es Eoceno superior-Oligoceno? (Priabonense-Rupeliense?). En la leyenda del mapa geológico aparece como Alm. Submeseta III, pero en esta memoria se ha renombrado como Alm. Superior (SUM). Su edad es Eoceno superior (Priabonense)-Oligoceno?

#### 3.3.4.1. Unidad cartográfica **39**. Lutitas, areniscas y niveles de gravas con huesos de pingüinos. **cg**.- Conglomerados

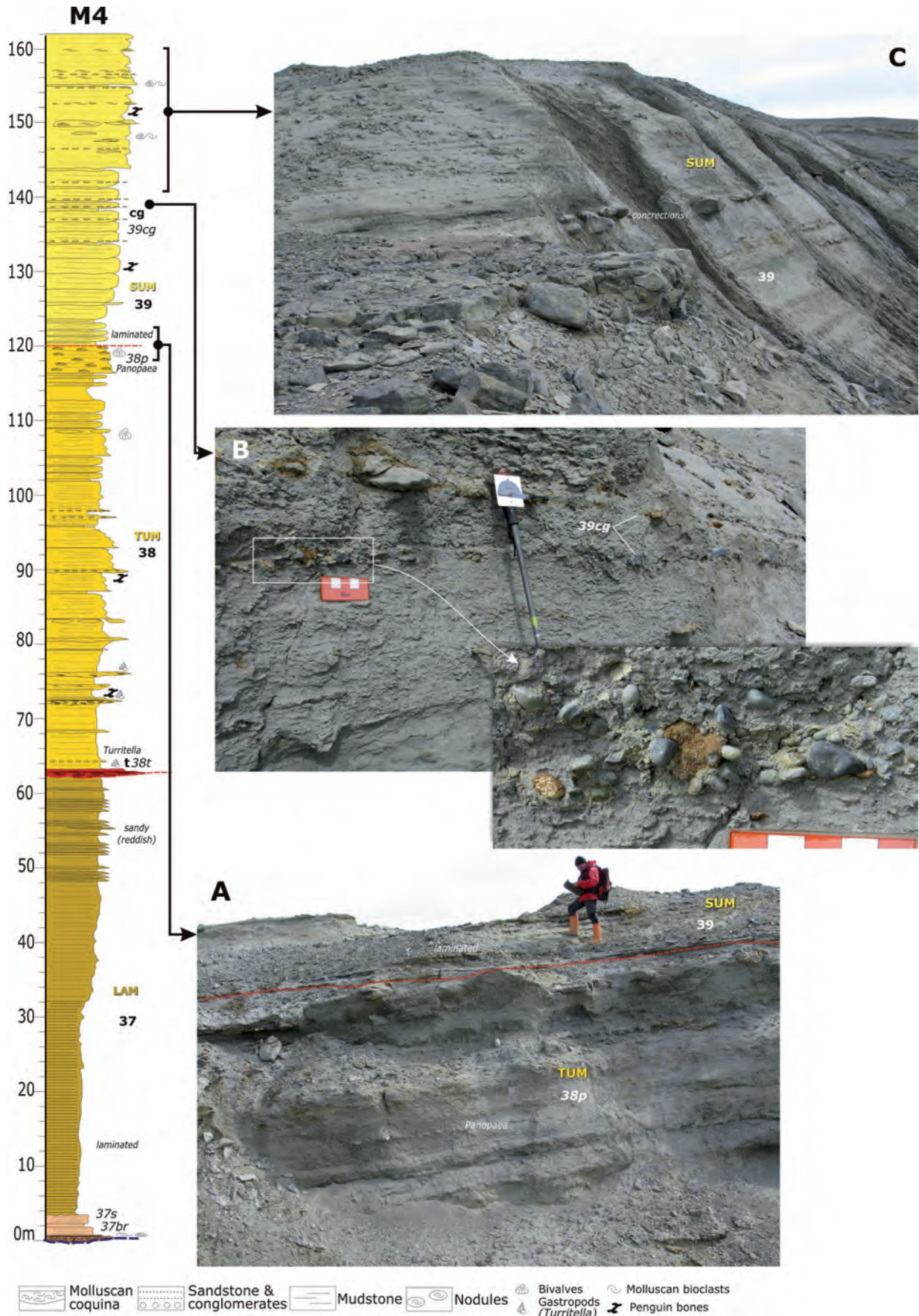
Aflora en las cotas más altas alrededor de los relieves de La Meseta y solo en su borde sur es erosionado por los sedimentos glaciomarineros de la Fm Weddell. En general puede observarse en abruptos escarpes justo debajo del borde de La Meseta, excepto en la zona al SE (hacia el fin de la pista de aterrizaje), donde da una morfología de replano (submeseta). En esta zona asimismo, se dan superficies de estratificación que han producido numerosos huesos de pingüinos fósiles (Reguero et al., 2013).

Se han registrado 42 m en la columna M4 (Figs. 3.11, 3.12, 3.13 y 3.31). Equivale a la parte superior de la unidad *TEIm7* de Sadler (1988).

La **unidad 39** se dispone paraconforme sobre las areniscas con panopaeas (38p), que constituye el nivel guía del techo de la unidad anterior, sin que se aprecie superficie erosiva o interrupción en la sedimentación (Fig. 3.37A). En la columna M4, la base de la unidad consiste en un tramo de entre 6-8 m de alternancia laminada de lutitas y arenas finas con arenas y areniscas masivas, en secuencias métricas granodecrecientes. Este tramo basal es relativamente continuo y sigue bien por encima del “nivel de *Panopaeas*”. En los afloramientos de la vertiente del Mar de Weddell, la base de este tramo laminado está jalonado por un nivel de cantos rodados que incorporan pequeñas conchillas de *Modiolus* sp.

Más arriba en la serie, la unidad incorpora arenas y areniscas en capas 2-3 metros con laminación difusa debida a bioturbación que culminan en niveles decimétricos de lutitas y arenas finas laminadas y bioturbadas. La base de alguno de estos bancos es ligeramente erosiva e internamente tienen tendencias granocrecientes. Coronando esas secuencias granocrecientes, aparecen frecuentes niveles con hiladas alineadas de gravas dispersas redondeadas, de tamaños medios entre 3 y 8 cm (Fig. 3.37B), aunque también se han encontrado clastos de hasta 25 cm (Fig. 3.38D). La composición principal de los clastos es metamórfica y volcánica (70%). En ocasiones estas hiladas de gravas se acumulan en capas conglomeráticas de espesor decimétrico, con base erosiva y distinguidas en la cartografía como **cg** (sur de la base Marambio y O del cerro Ombú, en la vertiente de la bahía López de Bertodano). La presencia frecuente de estos niveles, tanto en hiladas como en capas, es característica de esta unidad.

La parte culminante de la serie (Figs. 3.31 y 3.37C), está dominada por bancos arenosos (*TEIm7s*, de Sadler, 1988), de espesor métrico (más de 5 m) y resistentes (acantilados cimeros de La Meseta), con laminación cruzada muy enmascarada por la bioturbación, niveles de gravas dispersas, nódulos con fragmentos de conchas de bivalvos y, especialmente en los tramos más altos, concreciones de coquinas de bivalvos no cartografiados (Fig. 3.38A), de veneroides, cucullaeas y otros bivalvos (*Modiolus* sp., *Hiatella* sp., etc.). Estos bancos están separados por tramos más



**Figura 3.37.-** Detalles de las facies de las unidades y niveles del Alm. Superior (39), referidos a la sección M4 y aledaños (Figs. 3.11 y 3.31). **A.-** Límite inferior de la unidad, con las facies interlaminadas sobre las areniscas bioturbadas con panopaeas (38p) del Alm. *Turritella* (38). **B.-** Niveles de gravas (cg, 39cg) entre los paquetes de areniscas de aspecto masivo muy bioturbadas. Detalle de los cantos rodados de composición esencialmente metamórfica y volcánica. **C.-** Parte culminante de la serie con los paquetes de areniscas cada vez con más espesor entre las que se reconocen por su resalte, concreciones ricas en bivalvos (veneroidos, *Hiatella*, etc.).

lutíticos, que en conjunto aparecen en el terreno con una cierta ritmicidad. A techo de la unidad, aparecen unas lutitas ricas en glauconita, de colores verdosos con mayor frecuencia de concreciones y nódulos ricos en bivalvos (Fig. 3.38C).

Por encima de estos niveles y en ciertos sectores de los relieves culminantes de La Meseta aparecen una serie de areniscas y lutitas que intercalan clastos dispersos interpretados como una diamicrita glaciomarina. Esta diamicrita es controvertida pues para unos autores se depositaría de forma continua a la unidad, siendo de edad oligocena (Ivany *et al.*, 2006); y para otros la diamicrita sería muy posterior (Mioceno superior) y pertenecería a la Fm Hobss Glacier (Marenssi *et al.*, 2010, unidad 40), o directamente a la Fm Weddell (unidad 41, Fig. 3.38C).

En cuanto al contenido faunístico, la presencia de huesos fósiles de pingüino es sin duda su característica. Normalmente se en-

cuentran en la superficie del terreno allá donde la morfología deja al descubierto superficies de estratificación (zona de submeseta morfológica en el extremo SO de la pista de aterrizaje de la base). Suelen estar sueltos, si bien a veces aparecen entre las areniscas bioturbadas del alomiembro (Fig. 3.38B).

La primera colección de huesos de pingüinos fósiles de la isla Seymour fue recogida por los miembros de la expedición sueca al Polo Sur en 1901-1903. La primera publicación sistemática de pingüinos fósiles de esa región (Wiman, 1905a,b) distinguieron seis especies de pingüinos, cada uno de los cuales fue la especie tipo del nuevo género. La familia de los Sphenisciformes comprende el ancestro común más reciente de todas las especies de pingüinos que viven actualmente, y los encontrados en isla Marambio-Seymour son, con mucho, el grupo dominante de los vertebrados marinos-costeros del Eoceno de la Antártida. Tras décadas de investigaciones paleontológicas en isla Marambio (Seymour), las localidades



**Figura 3.38.-** Detalles de diferentes niveles del Alm. Superior (39). **A.-** Detalle de uno de los niveles de concreciones con bivalvos, de la parte superior de la sección M4 en las cercanías de la cabecera del aeródromo de la Base Marambio. **B.-** Hueso fósil de Sphenisciforme (pingüino), abundantes en la unidad. **C.-** Parte superior de la serie unos 400 m al oeste de la sección M4, mostrando el enriquecimiento en glauconita de las areniscas (verde), y alguno de los niveles de concreciones con bivalvos. La diamicrita de Fm Weddell se dispone en discordancia erosiva a techo. **D.-** Detalle de un canto rodado de gran tamaño en uno de los niveles de grava.

con fósiles de pingüinos han aumentado significativamente constituyendo un registro casi continuo desde el Paleoceno (Alm. Bahía Pingüino de la Fm Cross Valley-Wiman), al Eoceno terminal (Fm Submeseta), estando la mayor parte de los yacimientos situados dentro de esta unidad (Tambussi *et al.*, 2006; Acosta Hospitaleche y Reguero, 2011; Reguero *et al.*, 2013).

La unidad **39** se interpreta de forma semejante a la unidad anterior como una plataforma marina somera arenosa, dominada por mareas y retocada por la irrupción de condiciones enérgicas que darían los niveles de gravas intercalados (**cg**), interpretados por distintos autores como producidos por corrientes de mareas y/o oleaje robustecidas durante condiciones de tormentas (Marensi, 1995; Marensi *et al.*, 1998b). El final de la sedimentación de la unidad estaría marcado según Ivany *et al.* (2006), por el establecimiento de condiciones glaciares que originarían la diacmictita observada y que marca el inicio de la implantación generalizada en Antártida del casquete de hielo continental. No obstante, la presencia en la serie de cantos rodados de gran tamaño (Fig. 3.38D), podría interpretarse como *dropstones* traídos a la plataforma por témpanos desprendidos de glaciares del continente. La disminución en el tamaño general de los bivalvos, podría apoyar esta hipótesis, pues indicaría así mismo, un enfriamiento relativo de las aguas marinas con respecto a la Fm La Meseta. En este sentido, en la parte superior de la sección, Warny *et al.* (2018) observan disminución de palinomorfos terrestres, aumento de especímenes reelaborados, desaparición de dinocistos clave y un número muy abundante de leiosferas indicativas de hielo marino. Además, el pequeño quiste dinoflagelado *Impletosphaeridium* señalaría la aparición de condiciones glaciares en un clima subpolar.

Por otra parte, el enriquecimiento de glauconita de la parte superior del alomiembro, en el caso de ser autigénica, indicaría una baja tasa de sedimentación (Harris y Whitin, 2000), coherente con la escasa llegada de sedimentos a la cuenca derivada del inicio de una etapa transgresiva (López-Quirós *et al.*, 2019), en el contexto de la apertura de la Cuenca Powel (Fig. 1.2) o, tal vez, por el establecimiento incipiente de plataformas de hielo marino.

Los estudios magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015), identifican en la unidad, aunque con muy poca resolución paleomagnética, una magnetozona normal y otra inversa que serían equivalentes a **C17n**, **C16r**, **C16n**, **C15r**, y **C13r**, situadas en el Priaboniense. Por otra parte Ivany *et al.* (2008) y Dutton *et al.* (2002) sobre los niveles de coquinas con veneroides frecuentes en la unidad, ofrecen edades basadas en **isótopos de Sr** de entre 37,3 a 34,0 Ma, coherentes con la edad Priaboniense atribuida por la magnetoestratigrafía. Asimismo, Ivany *et al.* (2006), a techo de la unidad y sobre los niveles de concreciones con coquinas de bivalvos (Fig. 3.38C), cita un taxón de **dinoflagelados** propio del Oligoceno. La ambigua localización de dicho hallazgo ha imposibilitado su posición exacta, siendo esa datación controvertida.

Su edad atribuida sería por tanto Eoceno superior (Priaboniense)-Oligoceno basal?, (37,7--33,8 Ma; ver Figs. 3.12, 3.13 y 3.39).

### 3.4. CRONOESTRATIGRAFÍA DEL GRUPO SEYMOUR

#### 3.4.1. Datos crono y bioestratigráficos de la Fm Cross Valley-Wiman

La edad de la discontinuidad basal así como de los sedimentos más inferiores de la Formación Cross Valley-Wiman está poco definida, debido al escaso contenido en material fosilífero datable achacable a la naturaleza gruesa y volcánica de sus sedimentos.

Sin embargo, la geometría de los depósitos, las dataciones de los materiales infrayacentes y de los que culminan la formación, ayudan a acotar la incertidumbre.

Los datos cronoestratigráficos de la Fm Sobral basados en la asociación de palinomorfos (Zona 5, Askin, 1988) le otorgan una edad Daniense superior. Por otra parte, los depósitos de la unidad 24 en Cross Valley que se disponen paraconformes con las últimas capas de la Fm Sobral, pertenecientes al techo del Alm. Arañado y al Alm. Bahía Pingüino (*TPs5* de Sadler, 1988) y los de la 24l en Wiman, portan una asociación de palinomorfos (Zona 6, Askin, 1998) y microfósiles que indican una edad Thanetiense (Harwood, 1988; Wrenn y Hart, 1988). Por su parte, y en las mismas unidades anteriormente mencionadas, Bowman *et al.* (2016) identifica taxones de las biozonas de dinocistos NZDP7-8 establecidas por Crouch *et al.*, (2014) en el E de Nueva Zelanda, que precisan estas unidades como Thanetiense superior.

Así pues, en estas series, la superficie de contacto entre la formación Sobral y las unidades mencionadas, representaría un hiato (Selandiense) que podría involucrar el lapso durante el que se habrían depositado las sedimentitas de la parte basal de la Formación Cross Valley-Wiman (Al. Díaz e inferior del Al. Arañado).

El muestreo magnetoestratigráfico llevado a cabo en la realización de la cartografía geológica sobre estos materiales, obtuvo resultados parciales en la sección de cabo Wiman (W1) y en la sección de Cross-Valley (CV-1) (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b). De la correlación conjunta de ambas secciones, junto con la comparación con la escala cronoestratigráfica GPTS'16 de Ogg *et al.* (2016), se extrapola la presencia de dos crones de polaridad inversa y de otros dos de polaridad normal (Figs. 3.39 y 3.1) que se relacionan con los crones C26 y C25 (Selandiense-Thanetiense), compatibles con las edades bioestratigráficas.

#### 3.4.2. Datos crono, quimio y bioestratigráficos de la Fm La Meseta y la Fm Submeseta

En un principio, Stilwell y Zinsmeister (1992) proponen una edad Eoceno superior-Oligoceno inferior para los materiales de la formación La Meseta, basado en las faunas de moluscos abundantes en la isla. Con estas atribuciones cronológicas, Sadler (1988) relaciona la superficie erosiva basal con la caída del nivel del mar del Ypresiense superior (49 Ma).

Sin embargo, Coccozza y Clarke (1992) y posteriormente Askin (1997), indican que el tercio inferior de la serie de La Meseta (alomiembros Valle de las Focas, Acantilados y la parte más baja de Campamento) sería Ypresiense superior. Los estudios de palinofloras de Askin (1997), así como las edades derivadas de los fósiles de mamíferos (Reguero *et al.* 2002, 2013) encontrados en los alomiembros Cucullaea I y Cucullaea II, atribuían al Eoceno medio dichos alomiembros. Askin (1997) da una edad Eoceno superior-Oligoceno superior para los materiales equivalentes a la Fm Submeseta. Asimismo, Ivany *et al.* (2006), a techo de la Fm Submeseta, cita un taxón de dinoflagelados propio del Oligoceno. La ambigua localización de dicho hallazgo ha imposibilitado su posición exacta, siendo esa datación controvertida.

Dataciones absolutas basadas en las proporciones de los isótopos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  tomados en diferentes conchas de veneroides, ostreas, cucullaeas, braquiópodos y gasterópodos a lo largo de la serie (Dingle y Lavelle, 1998; Dutton *et al.*, 2002; Marensi, 2006; Ivany *et al.*, 2006; Ivany *et al.*, 2008); junto con estudios

magnetoestratigráficos preliminares (Beamud *et al.*, 2015), establecen a grandes rasgos el modelo de edad de la serie eocena de Marambio. Dicho modelo de edad se obtiene de la correlación conjunta de las dos fuentes independientes de datación absoluta, con la escala cronoestratigráfica GPTS'16 de Ogg *et al.* (2016), mediante correlación de las columnas magnetoestratigráficas (Fig. 3.39).

Como se observa en la Figura 3.39, la mayor parte del modelo de edad ha sido construido con los datos de Ivany *et al.*, (2008), distribuidos con una resolución apreciable a lo largo de toda la serie y asignados a los niveles correspondientes en la columna compuesta de La Meseta según las indicaciones de los mismos autores. De los numerosos análisis radiométricos aportados sobre un total de 35 horizontes estratigráficos, solo se han plasmado en el gráfico los que tenían una mejor edad inferida y con un rango de fiabilidad mayor, según el criterio de los autores. Los análisis de Dutton *et al.*, (2002) los cuales a su vez fueron integrados en el trabajo de Ivany *et al.* (2008), completan la parte alta de la serie (Fm Submeseta). Las edades absolutas derivadas de este método poseen una resolución de  $\pm 2$  Ma.

Los cronos obtenidos del estudio magnetoestratigráfico se han situado en la columna compuesta de la sucesión, tomando como referencia de anclaje las edades absolutas derivadas de la relación isotópica del Sr (Beamud *et al.*, 2015). De dicho estudio se interpreta una presencia de cronos desde el C24 hasta el C13 (Thanetiense terminal-Oligoceno?), con diferente grado de resolución y fiabilidad. (Fig. 3.39).

### 3.4.3. Curva de tasa de sedimentación y datación de las unidades

La correlación conjunta de las dos fuentes independientes de datación absoluta (radiométricos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y magnetoestratigráficos) insertados en los diferentes niveles de la sucesión estratigráfica compuesta, con la Escala de Tiempo Geológico de Ogg *et al.*, (2016) (GTS'16), da como resultado una curva que representa las variaciones en la tasa de sedimentación (m, frente a tiempo en Ma) de los depósitos sin descompactar de la Fm Cross Valley-Wiman; Fm La Meseta y Fm Submeseta. Sobre esa curva se extrapolan los diferentes límites de las unidades cartográficas, obteniéndose así sus edades absolutas (Fig. 3.40).

Según este modelo, la edad de la Fm Cross Valley-Wiman sería  $\sim 61,3$ (Selandiense) y  $\sim 56,9$  Ma (Thanetiense terminal).

La edad de la Fm La Meseta estaría comprendida entre  $\sim 56,1$  Ma (Thanetiense terminal?) y  $\sim 45,8$  Ma (Luteciense inferior). La superficie de erosión basal de la Fm La Meseta sería coherente, con la edad del techo de los depósitos previos de la Fm Cross Valley-Wiman que según los datos bioestratigráficos (Bowman *et al.*, 2016) y magnetoestratigráficos (Beamud *et al.*, 2015; Montes *et al.*, 2019b) disponibles, corresponderían al Thanetiense superior terminal (parte baja del magnetocron C24r) ( $\sim 56,9$  Ma). El límite Paleoceno Eoceno (P-E), sería incierto y según el modelo de edad, se situaría en la unidad 310l de olistolitos en la base del Alm. Valle de las Focas (sin muestreo magnetoestratigráfico).

La edad de la Fm Submeseta estaría entre  $\sim 43,4$  Ma (Luteciense superior), y  $33,8$  Ma (Oligoceno inferior?, Ivany *et al.*, 2006). Su superficie erosiva basal, asumiría un hiato de algo más de 2 Ma.

Las edades de los alomiembros y de las unidades cartográficas aflorantes del Grupo Seymour que se derivan, son las siguientes:

### Fm Cross Valley-Wiman (CVWF): $\sim 61,3$ - $56,9$ Ma (Selandiense-Thanetiense superior).

Alm. **Díaz**:  $\sim 61,3$ - $\sim 59,9$  Ma (Selandiense inferior)  
 Unidad 19:  $\sim 61,3$ - $60,2$  Ma (Selandiense inferior)  
 Unidad 20:  $60,2$ - $60$  Ma (Selandiense inferior)  
 Unidad 21:  $60$ - $\sim 59,9$  Ma (Selandiense inferior)

Alm. **Arañado**:  $\sim 59,8$ - $\sim 57,7$  Ma (Selandiense superior-Thanetiense inferior)

Unidad 22:  $\sim 59,8$ -  $59,4$  Ma (Selandiense superior)  
 Unidad 23:  $59,4$ - $58,8$  Ma (Selandiense superior-Thanetiense basal)  
 Unidad 24:  $59,4$ - $\sim 57,7$  Ma (Selandiense superior-Thanetiense inferior)

Alm. **Bahía Pingüino**:  $\sim 57,6$ - $\sim 56,9$  Ma (Thanetiense superior)

Unidad 29:  $\sim 57,6$ - $57,4$  Ma (Thanetiense superior)  
 Unidad 30:  $57,4$ - $57,2$  Ma (Thanetiense superior)  
 Unidad 25 y 26:  $57,2$ - $57$  Ma (Thanetiense superior)  
 Unidades 27 y 28:  $57$ - $\sim 56,9$  Ma (Thanetiense terminal?)

### Fm La Meseta (LMF): $\sim 56,1$ - $\sim 45,8$ Ma (Thanetiense terminal?-Luteciense inferior).

Alm. **Valle de las Focas** (31):  $\sim 56,2$ - $55,5$  Ma (Thanetiense terminal?-Ypresiense basal)

Alm. **Acantilados I** (32):  $55,3$ - $54,1$  Ma (Ypresiense inferior)

Alm. **Acantilados II** (33):  $54,0$ - $52,9$  Ma (Ypresiense inferior)

Alm. **Campamento** (34):  $52,7$ - $51,8$  Ma (Ypresiense medio)

Alm. **Cucullaea I** (35):  $51,6$ - $49,3$  Ma (Ypresiense superior)

Alm. **Cucullaea II** (36):  $49,1$ - $\sim 45,8$  Ma (Ypresiense superior-Luteciense inferior)

### Fm Submeseta (SMF): $\sim 43,4$ - $\sim 33,8$ Ma (Luteciense superior-Oligoceno inferior?).

Alm. **Laminado** (37):  $\sim 43,4$ - $41,3$  Ma (Luteciense superior)

Alm. **Turritella** (38):  $41,2$ - $37,7$  Ma (Bartoniense)

Alm. **Superior** (39):  $37,7$ - $\sim 33,8$  Ma (Priaboniense- Oligoceno inferior?)

Como puede observarse, en el gráfico aparecen hiatos que se justifican por la presencia en la serie de superficies erosivas en las bases de las formaciones y alomiembros. El lapso temporal de dichos hiatos se argumenta en el apartado siguiente a la luz de la interpretación sedimentaria de la geometría de los depósitos, estudio de las facies y su relación con la curva eustática global.

## 3.5. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA DEL GRUPO SEYMOUR

Del análisis sedimentológico de las distintas facies marinas que componen los sedimentos del Grupo Seymour (CVWF, LMF y SMF), pueden inferirse diferentes ambientes sedimentarios cuya tendencia en último término son reflejo de bajadas o subidas del nivel relativo del mar. De esta forma las grandes superficies erosivas son interpretadas como bajadas bruscas del nivel del mar en procesos de regresión forzada y las diferentes relaciones entre las facies sedimentarias, como cortejos transgresivos o regresivos. Estas interpretaciones se han basado en las realizadas desde el punto de vista sedimentológico por Marensi *et al.* (1998, 2002) y Marensi (2006), así como las observaciones realizadas a lo largo de la elaboración de la cartografía.

Cuando se compara la cronoestratigrafía obtenida con las curvas eustáticas más recientes de Kominz *et al.* (2008) y las compiladas en la GTS'16 (Ogg *et al.*, 2016), el gráfico muestra como las

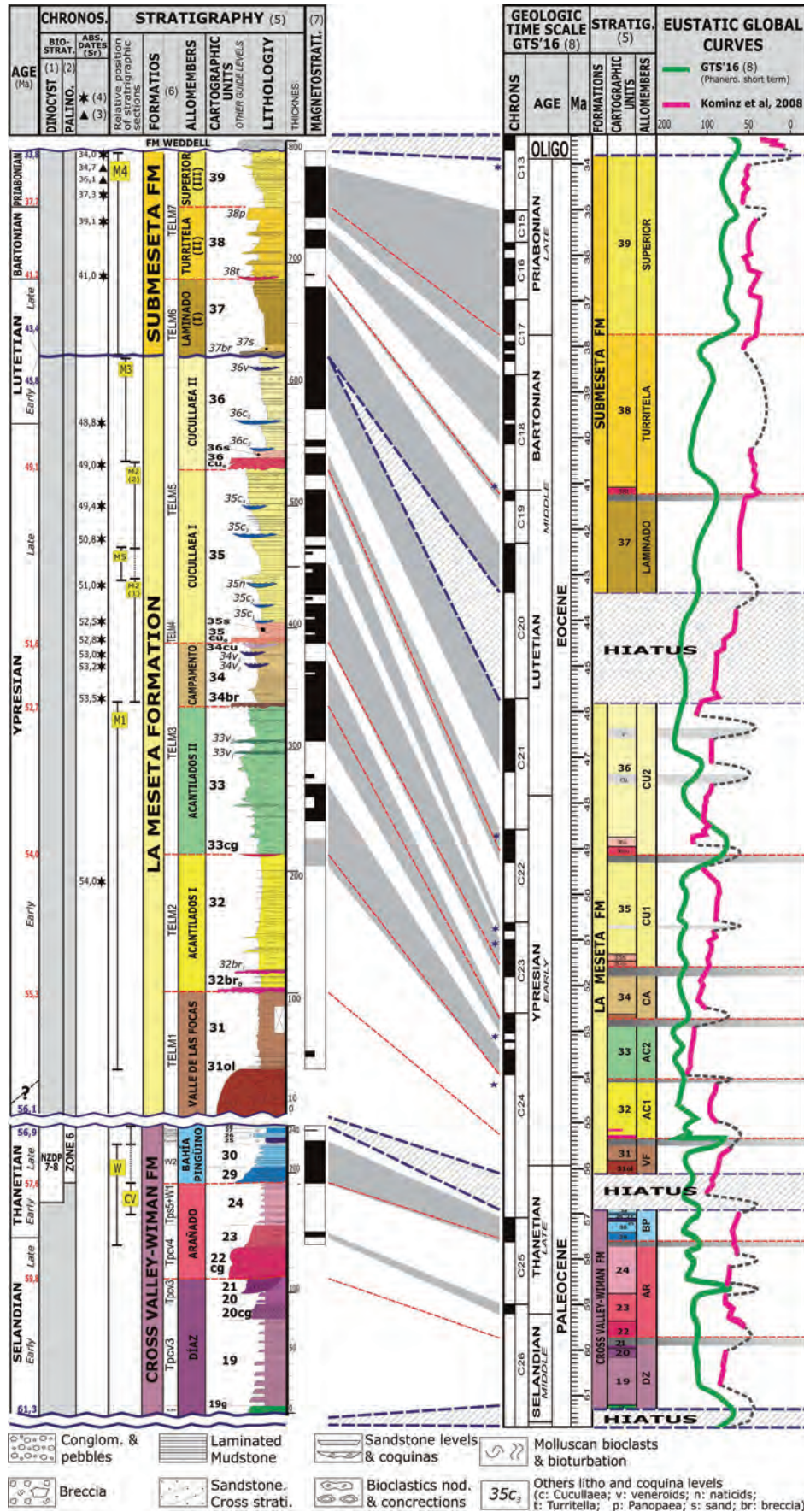
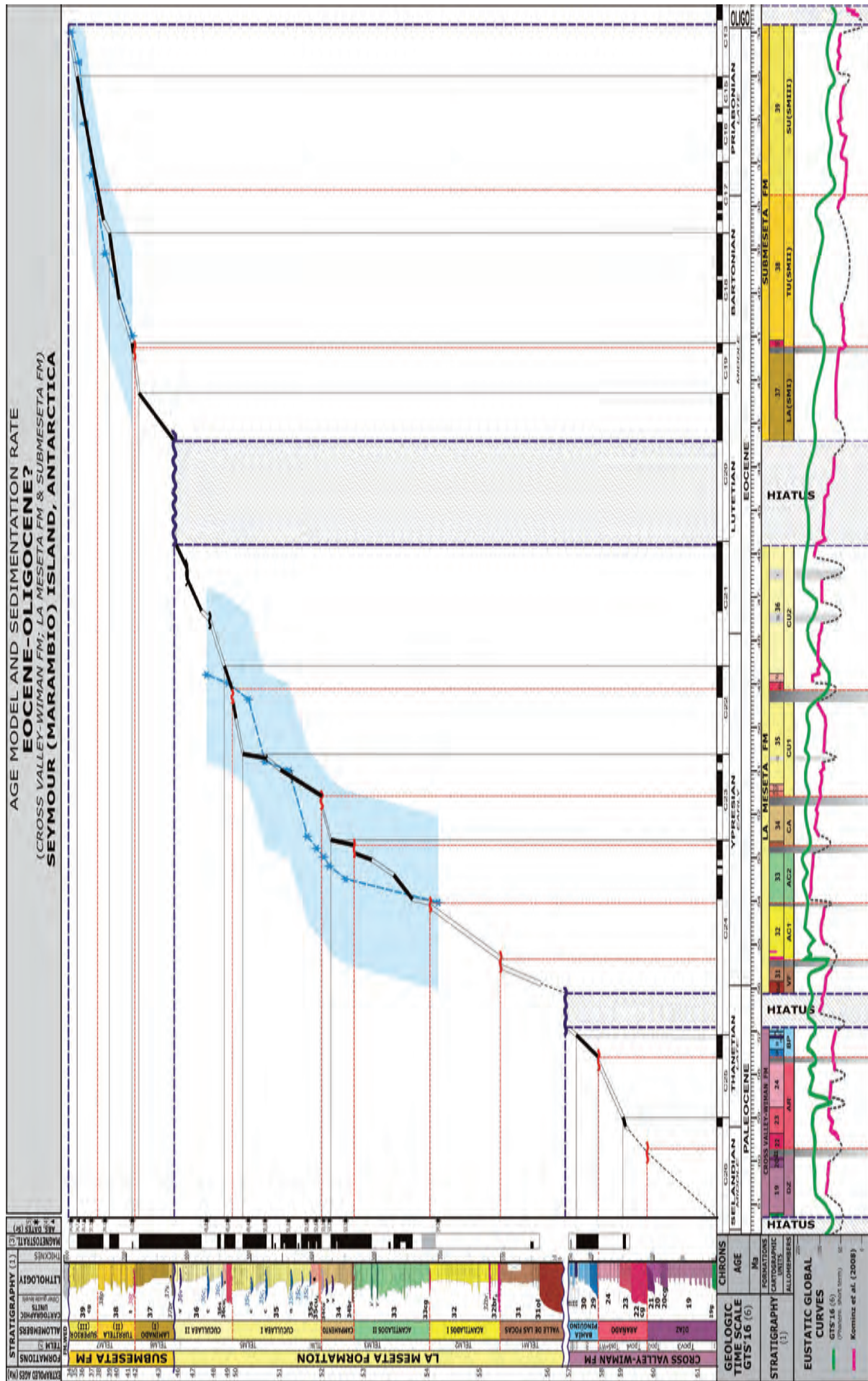


Figura 3.39.- Modelo de edad del Grupo Seymour (CVWF; LMF; SMF). La bioestratigrafía de dinoflagelados y palinomorfos está tomada de (1) Bowman et al. (2016) y (2) Askin (1997). Las edades absolutas de isótopos de Sr, han sido tomadas de (3) Dutton et al. (2002) y (4) Ivany et al. (2008). La estratigrafía está basada en la establecida para el mapa geológico (5) Montes et al. (2013), mostrando las equivalencias con las anteriores de (6) Sadler (1988). La magnetoestratigrafía es original de este trabajo y sus datos preliminares se encuentran en (7) Beamud, et al., (2015). Los datos magnetoestratigráficos locales se han confrontado con la GTS'16 de (8) Ogg et al. (2012), y las curvas del nivel del mar de la GTS'16 y Komiz et al. (2008).



**Figura 3.40.-** Modelo de edad y curva de tasa de sedimentación del Grupo Seymour (CWWF; LMF; SMF), obtenida al confrontar espesor de serie en m y tiempo en Ma. Cuando se compara la cronoestratigrafía obtenida con las curvas eustáticas más recientes de Kominz et al. (2008) y la GTS 16 (6) (Ogg et al., 2016), el gráfico muestra como las superficies erosivas en la serie corresponden a hiatos de importancia, coherentes con bajadas en las curvas eustáticas. Los puntos y línea azul corresponden a las dataciones derivadas de los isótopos de Sr de (4) Dutton et al. (2002), y (5) Ivany et al. (2008), y el sombreado azul, a su margen de error ( $\pm 2$ Ma). Como puede observarse, la línea de tasa derivada de la magnetoestratigrafía y la del Sr, son coherentes. Otras referencias: (1) Montes et al. (2013); (2) Sadler (1988); (3) Beamud et al. (2015).

superficies erosivas en la serie corresponden a hiatos de importancia, coherentes con bajadas en las curvas eustáticas. Así, el gran valle incidido representado por la Fm Cross Valley-Wiman, y base del Gr. Seymour coincide con la base del Selandiense, definida por una bajada eustática global de amplio registro. Así mismo, hay una buena correlación entre los cortejos transgresivos y regresivos.

### 3.5.1. Fm Cross Valley-Wiman

Los sedimentos de la Fm Cross Valley-Wiman, en el afloramiento del cañadón Díaz, son el resultado del relleno de un profundo (más de 200 m) y estrecho (500-600 m) paleocanal (cañón), labrado sobre un plataforma siliciclástica somerizante (Fm Sobral). Según los postulados puestos en juego, la incisión en la plataforma debería corresponder a una apreciable bajada del nivel relativo del mar. Para el tramo de la curva y según las edades interpoladas de las unidades previas de la Fm Sobral (Figs. 2.48 y 2.49), dicho descenso se correspondería bien con el que se produce en la curva eustática entre 61 y 60,5 Ma (base del Selandiese).

Sin embargo, las curvas eustáticas globales (GTS'16; Kominz *et al.*, 2008), no ofrecen para el Paleoceno caídas del nivel del mar coherentes con la magnitud del valle incidido (~30 m de la curva eustática, frente a ~200 de la incisión). De este modo se infiere que la erosión del valle tuvo que producirse al menos con un proceso conjunto de emersión de la plataforma y de caída del nivel del mar.

Las cineritas de la Fm Sobral indican que ya durante su depósito existía un vulcanismo activo durante el Paleoceno en el arco magmático de la península. La dramática incisión del cañón y su relleno posterior por material vulcanoclástico con abundantes restos de madera fósil carbonizada sugieren un fuerte incremento de la actividad volcánica para la edad del depósito de la formación, que provocaría el ascenso del relieve topográfico de toda la zona de tras-arco necesario para el acarreo del material detrítico. Esta interpretación es consistente con la incipiente actividad del arco magmático de la Península Antártica postulada para la Fm Sobral (ver apartado 2.5).

Una vez labrado el paleorelieve del canal, este comenzaría a rellenarse con el material grueso y vulcanoclástico de la base del **Alm. Díaz** (unidad 19, ciclo Díaz 1). Mientras que el fondo del cañón se rellenaba, los bordes superiores del canal quedarían por encima del nivel de los depósitos y por lo tanto expuestos a una muy baja tasa de sedimentación que favorecería la formación de glauconita como mineral autigénico. La presencia de glauconita en los bordes superiores de cañones submarinos ha sido citada en la costa oeste de Estados Unidos (Hein *et al.*, 1974). Las paredes del cañón tapizadas de glauconita quedarían finalmente solapadas por los sucesivos sedimentos de relleno (Amoedo, 1992) (Figs. 3.1 y 3.3). Tal como se acaba de argumentar, la presencia de glauconita es indicativa de que, aunque el aumento del gradiente topográfico fuera importante, no fue lo suficiente como para hacer emerger la plataforma, siendo en cualquier caso el cañón labrado y rellenado en condiciones submarinas.

La base del siguiente ciclo sedimentario (unidades 20cg y 20, ciclo Díaz 2), conlleva un ensanchamiento del cañón, (400 a 600 m), tal como queda de manifiesto en la cartografía. Este episodio de relleno contemplaría una erosión y un relleno posterior. Lo mismo, aunque en escala más pequeña, puede aplicarse al tercer ciclo y último del relleno del Alm. Díaz (unidad 21, ciclo Díaz 3). Para estos depósitos la curva eustática es estable, por lo que los ciclos de erosión y relleno deben ser interpretados por variaciones en la subsidencia y/o de la tasa de sedimentación.

El **Alm. Arañado** (22br, 22 y 23), representaría otro episodio de erosión-sedimentación más energético que los anteriores (brechas del cerro Arañado, 22br) y que en último término, representarían la culminación del relleno de la parte más profunda del cañón con somerización asociada. Este hecho vendría argumentado por el rebosamiento de la unidad 22 sobre la parte más confinada del paleovalle ampliando su anchura y que llevaría consigo la paraconformidad con las capas terminales de la Fm Sobral (TPs5 de Sadler, 1988). Además, las características sedimentarias de la parte alta del alomiembro (23), indicarían un ambiente de depósito de tipo estuarino con influencia mareal y, por lo tanto, más somero.

En la zona del cabo Wiman (24) las relaciones con la Fm Sobral son parecidas. Las facies en este afloramiento (estratificación cruzada de bajo ángulo) son indicativas de una fuerte influencia mareal y también de la somerización del conjunto.

Según las curvas eustáticas, la base del Alm. Arañado, correspondería con la bajada que se produce en torno a los 60 Ma, si bien la composición mayoritariamente volcánica y de elevada energía, implicaría además una creación de gradiente topográfico apreciable en el área fuente.

El **Alm. Bahía Pinguino**, presenta un cambio sustancial tanto en las facies como en la composición de los clastos (Elliot y Hoffman, 1989). Los dos ciclos que lo componen se interpretan como facies de lagunas próximas a la costa (*lagoon*) o bahía protegida, donde los términos de lutitas oscuras con ostreas representan los sedimentos lagunares y los términos areniscosos representan ciclos de relleno detrítico transgresivo por invasión de isla barrera o cordón litoral.

La morfología de canal en la base de las facies de areniscas y su alto contenido en restos paleobotánicos indicaría un aporte de corrientes tractivas provenientes del continente con dirección SO-NE, que por lo tanto ya no estarían confinadas según la dirección principal del cañón (NO-SE).

Estas facies representan la culminación del relleno regresivo general que presenta la formación. El cambio en la composición de los cantos hacia más siliciclástico, puede indicar que el nivel erosivo alcanzó al basamento de la zona del arco volcánico (Península Antártica) una vez desmantelados los edificios volcánicos producidos en el Paleoceno (Marensi *et al.*, 2002).

En la zona de Wiman las unidades 29 y 30, constituyen el relleno de un paleocanal con dirección E-O, con sedimentos de composición mixta volcánica-siliciclástica, por lo que estas unidades se correlacionan bien con el Alm. Bahía Pinguino. La Fm La Meseta que separa los dos ámbitos de afloramientos, impide dilucidar si los depósitos de Wiman pertenecerían a un paleocanal contemporáneo pero individualizado del cañadón Díaz, o bien si que se trataría del mismo paleocanal, que para la unidad 24, ya se habría desconfinado y expandido hacia el norte. No obstante las morfologías canaliformes que ofrecen los afloramientos en este sector más bien apuntan a la primera de las hipótesis. Dicho canal se relaciona con la bajada de la curva eustáticas entre 57 y 58 Ma.

Los dos ciclos de lutitas oscuras con ostreas y areniscas laminadas descritos dentro de este alomiembro (*ciclos Bahía Pinguino 1 y 2*), interpretados como transgresivos (*lagoon*-isla barrera), corresponderían con las pequeñas fluctuaciones en la curva eustática.

Tanto los datos bioestratigráficos, como los magnetoestratigráficos identifican el Thanetiense superior a techo del Alm. Bahía Pinguino, con lo que el techo de esta formación se data en ~56,9 Ma.

### 3.5.2. Fm La Meseta

Como se ha explicado anteriormente, la **superficie erosiva basal** de La Meseta se relaciona con la bajada eustática de ~57 Ma. En cuanto a la magnitud del hiato provocado por dicha superficie, en su parte inferior vendría acotado por la edad del techo de la Fm Cross Valley-Wiman, razonado en el epígrafe anterior de 56,9 Ma.

La magnitud del hiato provocado por la incisión del valle es incierta pues está poco constreñido.

La parte superior estaría acotado por la presencia de la larga zona de polaridad inversa del cron 24 en la serie del Valle de las Focas. Sin embargo, la falta de afloramiento del *talweg* del valle incidido y la gran longitud de dicha parte del cron 24, impide medir con fiabilidad dicha laguna en la serie. Dada la magnitud del valle incidido de La Meseta, se ha optado de forma tentativa por considerar la extensión máxima posible del hiato teniendo en cuenta la pendiente media de la tasa de sedimentación en el Alm. Acantilados I. Según este supuesto el hiato quedaría comprendido entre ~56,9 y ~56,2 Ma.

Al igual que para el caso de la Fm Cross Valley-Wiman, la curva eustática, muestra una caída del nivel del mar de ~30 m que para la magnitud del valle incidido de La Meseta (mayor de 200 m) resulta claramente insuficiente. Así pues para la construcción del cañón de la Meseta hay que invocar igualmente un proceso conjunto de emersión de la plataforma y de caída del nivel del mar, que para el caso de La Meseta sería de mayor entidad acorde con la magnitud del valle incidido. En último término la causa de la emersión de la plataforma sería la actividad tectónica creciente en el arco magmático de la Península Antártica con su levantamiento progresivo. La evolución de la composición de los detríticos que rellenan el paleovalle incidido corrobora esta interpretación (Marensi *et al.*, 2002).

Una vez conformado el valle incidido este fue rellenado por una serie de sucesivas secuencias de depósito con ambientes deltáicos hacia la base y estuarinos hacia la parte superior de la formación, dentro de un contexto general transgresivo. La base de cada uno de los alomiembros se relaciona con sendas caídas en el nivel relativo del mar que pueden relacionarse, en la mayor parte de los casos, con respectivas caídas eustáticas.

Una vez construido el valle, los primeros depósitos en instalarse son las brechas y olistolitos basales del **Alm. Valle de las Focas** (31). El tamaño y la organización interna de dichos depósitos, así como su naturaleza extraformacional (Fm Sobral), sugiere unos mecanismos de sedimentación por fenómenos gravitacionales, interpretados como una brechas de talud producto del colapso de los bordes abruptos del valle incidido, una vez que este se produjo. En cuanto a las lutitas marrones rojizas del resto del alomiembro se interpreta como resultado de la sedimentación a partir de suspensión en ambientes de baja energía argumentado por el tamaño de grano y la ausencia de estructuras de corriente. La presencia de láminas arcillosas amarillentas puede corresponder a alteración de niveles piroclásticos o decantación en un ambiente totalmente quieto. La preservación de laminación indica ausencia de organismos infaunales, probablemente debido a la extrema turbidez del medio. La ausencia de macrofauna y la flora de dinoflagelados hallada sugieren un ambiente estresado, probablemente estuarino (Cocozza y Clarke, 1992). La presencia de abundantes tejidos vegetales (Askin, 1993), indican asimismo, una fuente cercana de estos materiales.

Si se tiene en cuenta que la edad de la superficie erosiva basal de La Meseta estaría incluida dentro del Thanetiense, el límite Paleoceno-Eoceno podría estar registrado en los depósitos suprayacentes a dicha superficie, es decir, en algunas de las dos unidades cartografiadas en el Valle de las Focas: olistolitos (31ol) o en las lutitas marrones (31). Asociado a este límite existe una gran excursión de las relaciones isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , documentado en secciones de todo el planeta y que registra un aumento brusco en la temperatura global de entre ~4-5°C (PETM, Zachos *et al.*, 2001). A este respecto es muy llamativo el color marrón rojizo que posee este alomiembro en comparación con los suprayacentes más grisáceos y que podría estar causado por una diferente composición en las arcillas del área fuente derivada de dicho aumento de temperatura.

En este sentido, los materiales de la unidad 32bz, interpretados como depósitos residuales sobre un "suelo duro" (cretácico), a media ladera del valle incidido de La Meseta recién labrado y en un nivel aun no cubierto de sedimento (López Cabrera y Olivero, 2011), sugiere una sedimentación contemporánea al del Alm. Valle de las Focas (31), dado que sus depósitos son los primeros en rellenar del valle. La gran cantidad y diversidad de fauna de esta unidad, indicaría unas condiciones óptimas de tranquilidad en el medio y temperatura de las aguas que pudiera ser coherente con el máximo térmico del tránsito Paleoceno-Eoceno (PETM).

La superficie basal del **Alm. Acantilados I** (32), se relaciona con la bajada eustática de ~55,5 Ma, ya que tiene que ser más antigua que las dataciones de Sr de Marensi (2006) de 54,3 Ma sobre el *lag* de conchas de su base; y de Ivany *et al.*, (2008) de 54 Ma en la parte inferior del alomiembro (*TEIm2*) (Figs. 3.39 y 3.40).

La bajada en el nivel relativo del mar genera un nuevo canal incidido de gran envergadura, que en un primer momento se rellena con los depósitos de la unidad 32br. La angulosidad de los bloques mayores, y el hecho de que los mismos no hayan perdido su coherencia a pesar del carácter extremadamente friable de la mayoría, indican que la distancia de transporte fue mínima. Así pues, se interpretan como depósitos producidos por erosión y colapso de los bordes del canal, de forma semejante al de los olistolitos del Alm. Valle de las Focas.

La alternancia mixta que caracterizan al resto de las facies del Alm. Acantilados I (32), indican que se formaron en condiciones tractivas y suspensivas que sugieren condiciones de energía fluctuante en ambientes marinos por debajo del nivel de acción del oleaje y dominados por las mareas (Marensi, 1995). Estos ambientes serían propicios para el desarrollo de pequeños canales que arrastraría la epifauna del fondo (niveles de areniscas con *cucullaea*, c).

Las estructuras deformacionales se interpretan como sinsedimentarias y son muy comunes en depósitos del frente deltáico, en donde arenas, limos y arcillas de los depósitos distales de boca de los distributarios se acumulan muy rápidamente sobre depósitos fundamentalmente fangosos de prodelta, generando pendientes inestables. Las del tipo *roll-over* asimismo, se interpretan como formadas en relación a fallas de crecimiento (Sadler, 1988), y son comúnmente citadas para ambientes de frente deltáico con una gran tasa de sedimentación (Marensi, 1995).

Conjuntamente, las facies descritas para este alomiembro estarían rellenando en *onlap* el relieve erosivo que constituye el valle incidido de la Fm La Meseta, en un contexto de nivel del mar en

ascenso. El progresivo relleno en agradación vertical provoca que depósitos de esta unidad se encuentren sobre los materiales de la Fm Cross Valley-Wiman (26) en la zona de bahía Pingüino (Fig. 3.7A).

El límite basal del **Alm. Acantilados II** (33), es una bien marcada superficie erosiva que puede observarse en la costa NO de la isla y en las inmediaciones de la caleta Larsen. Dicha superficie se originaría en una bajada relativa del nivel del mar que se corresponde bien con el descenso eustático que ocurre hacia los 54 Ma (Figs. 3.39 y 3.40).

La superficie está marcada por un lag de conglomerados, coquinas de bivalvos y arenas laminadas (33cg) correspondientes a las facies energéticas del relleno de canal, y en otros casos por brechas intraformacionales (33br) interpretadas como depósitos producidos por erosión y colapso de bordes de canales, de forma semejante que las mismas facies presentes en los alomiembros anteriores.

El resto de los depósitos de la parte superior del alomiembro Acantilados (33), se interpreta como de llanura deltaica dominada por las mareas, dentro de un contexto de ascenso en el nivel relativo del mar (superficie transgresiva, base erosiva), sobre el que finalmente transgreden facies de ambientes litorales y sublitorales (parte superior arenosa). La mayor abundancia y diversidad de trazas y organismos, junto con el mayor contenido en arenas hacia la parte alta del alomiembro indican un ambiente más propicio para la vida. El aumento de la proporción de arena, y la mejor selección de la misma a pesar de la bioturbación indican que alternadamente debieron haber tenido lugar episodios de mayor energía, aptos para provocar la selección del material arenoso y otros de quietud, en donde los procesos biológicos fueron predominantes (33v) (ver también Figs. 3.41 y 3.42).

La superficie de erosión basal del **Alm. Campamento** (34) se correspondería con la inflexión hacia la bajada en la curva eustática que ocurre a los 53 Ma (Figs. 3.39 y 3.40). Dicho proceso de regresión forzada, originaría un paleocanal que se rellenaría con los depósitos de la unidad 34br, consistentes en brechas, conglomerados, coquinas y arenas laminadas grises.

Los depósitos estarían producidos por erosión y colapso de bordes de canales de dentro del mismo proceso regresivo. La erosión del sustrato inferior, también removilizaría la malacofauna que se resedimentaría entre los depósitos de canal. Cuando la energía fue disminuyendo el relleno de los canales se realizó con un régimen de flujo menor, acumulando dunas de arena con una alta tasa de sedimentación (arenas grises con *climbing ripples*, sin apenas bioturbación).

El resto de las facies del alomiembro, se interpretan como depositada en un ambiente marino dominado por corrientes de flujo y refluo y la acción del oleaje (*hummocky*), con generación de marismas y paleocanales que erosionarían periódicamente el sustrato, resedimentando la malacofauna previa (v, niveles de veneroides), compatible con las zonas internas de estuario. Hacia la parte alta dominarían los procesos mareales más someros con una más alta tasa de sedimentación y aporte de arena, con la generación de *megaripples* asimétricos unidireccionales con crestas rectas a levemente curvas, transversales al flujo y de altura uniforme. La migración unidireccional de las megaformas produjo *sets* de laminación cruzada asintótica a la base.

Lateralmente a estos sedimentos mareales, se desarrollarían las comunidades de malacofauna de la unidad 34cu, con predominio

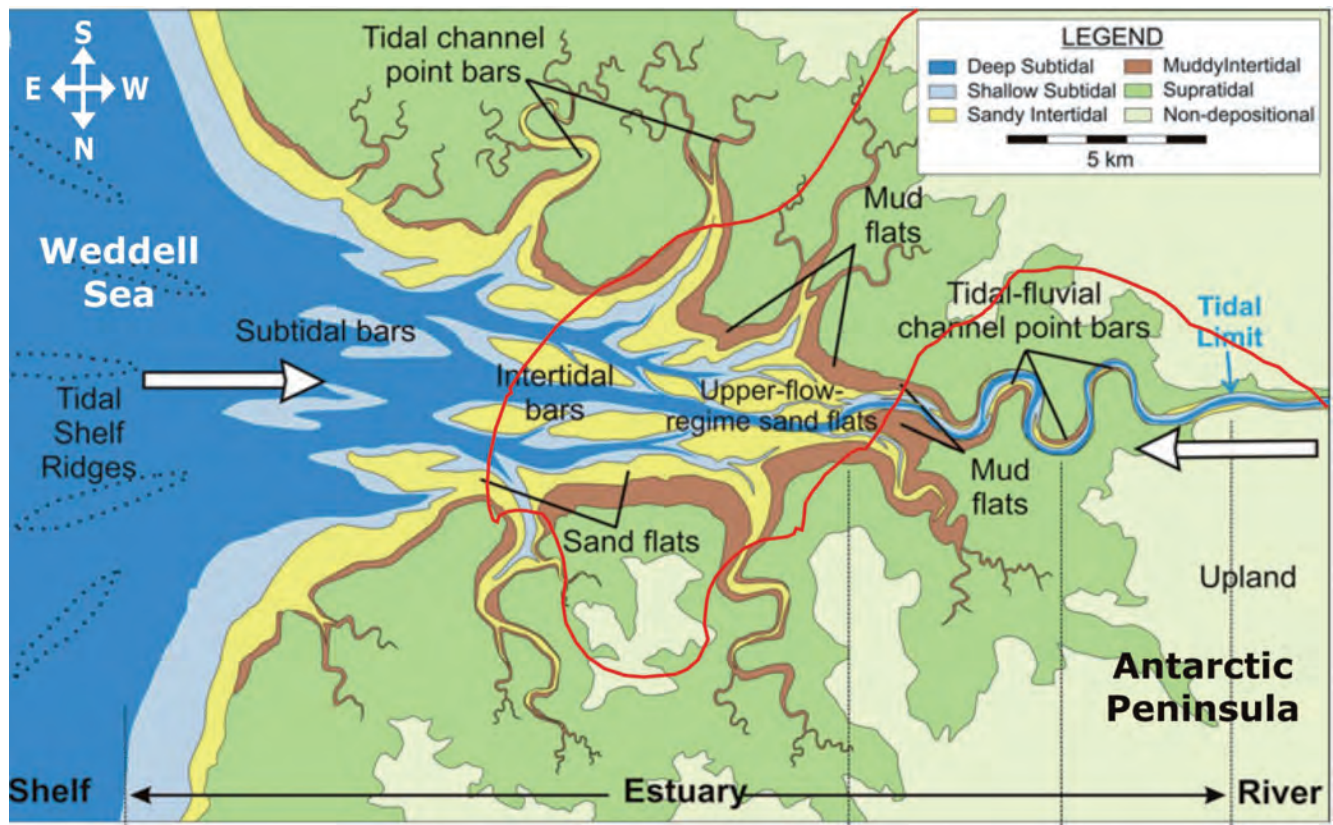
casi exclusivo de conchas del bivalvo *Cucullaea* sp. Dichos fósiles deben haber sido depositados en ambientes relativamente protegidos o bien debajo del tren de olas con poca resedimentación y rápido sepultamiento, dejando a los individuos en su posición de vida. Estas características habrían inhibido la desarticulación de las valvas y la mezcla de taxones, de ahí su monoespecificidad.

La evolución sedimentaria del conjunto de este alomiembro, está influenciada por la actividad de la Falla López-Larsen, cartografiada a lo largo del flanco norte del valle incidido (falla sinsedimentaria distensiva de dirección ONO-ESE). Esta falla tiene un buzamiento hacia el SO y es coetánea con el depósito, como lo demuestra el *onlap* que sobre ella experimentan las capas con abundantes veneroides de este alomiembro. La actividad de la falla crearía en un primer momento un espacio de acomodación mayor que la bajada del nivel del mar inicial marcado en la curva eustática, que traería como consecuencia la profundización en las facies, como así lo demuestra el establecimiento de facies internas de estuario hacia la base y parte media del alomiembro (Marenssi, 2006). En el bloque levantado (NE), la falla también condicionaría el depósito, con el desarrollo de facies de areniscas con bancos de moluscos (veneroides, gasterópodos, cucullaeas, etc.) representados por la unidad 34s, que sugieren un ambiente sedimentario más somero (Sadler, 1988).

Las curvas eustáticas para el Alm. Campamento, corresponden en un primer momento a una subida del nivel del mar, que unido a la influencia de la falla sinsedimentaria López-Larsen, daría la rápida profundización de las facies antes mencionada junto con el incremento en la pendiente de la curva de tasa sedimentaria que se observa (Fig. 3.40). Para el tramo superior de este alomiembro, la curva eustática muestra una estabilización con tendencia a la bajada. Este hecho, unido a la uniformidad en la tasas de sedimentación y la disminución de la subsidencia, llevarían consigo la progradación y somerización de las facies hacia barras mareales de estuario colonizadas por bivalvos (*Cucullaeas*) en posición de vida (34cu).

La siguiente superficie erosiva corresponde a la base del **Alm. Cucullaea I** (35). La secuencia de relleno de este alomiembro, se toma como modelo de la sedimentación en esta parte de la serie eocena de la isla (Fig. 3.41). Su superficie basal se correlaciona con una pequeña caída en las curvas entre 51 y 52 Ma (Figs. 3.39 y 3.40). La magnitud de la caída eustática es menor que la de las bases de los anteriores alomiembros, aunque la superficie erosiva a la que da lugar es importante, por lo que seguramente el descenso del nivel relativo del mar estaría motivado por la combinación de la caída eustática y probablemente el descenso en la subsidencia en la cuenca (Fig. 3.42A).

Para el caso de este alomiembro, la base erosiva claramente visible, tapizada por las coquinas de la unidad 35cu, la irregularidad de la misma y el truncamiento de los estratos infrayacentes, sugiere que el depósito se originó mediante un transporte tractivivo en una corriente unidireccional y muy energética, que orientó las partículas mayores (bioclastos o gravas procedentes del continente) hidrodinámicamente y las concentró por la remoción del material más fino. Estas corrientes eran encauzadas en paleocanales y su depósito multihistoriado presenta típicamente una geometría lenticular, aunque por la rápida migración lateral de las mismas en sustratos arenosos generaron depósitos tabulares (35cu). La abundancia de fósiles y ausencia sistemática de trazas, permiten asimilar estos depósitos al retrabajado por corrientes de marea u oleaje. En estos canales energéticos se concentraría los restos fósiles de mamíferos (dientes) prodecentes



**Figura 3.41.-** Modelo esquemático que muestra la distribución típica de formas, canales y subambientes en un estuario macrotidal arenoso, aplicable especialmente a los Alms. Cucullaea I y Cucullaea II, de la LMF; y al Alm. Laminado de la SMF, y también parcialmente a los demás alomiembros del Eoceno. Las facies del modelo observadas en las diferentes unidades, se encuentran entre *shallow subtidal*, *sandy intertidal* (facies arenosas bioturbadas) y *muddy intertidal* (facies rítmicas arenoso-fangosas), así como en los distintos rangos de facies de canal. Las grandes flechas blancas indican el movimiento de sedimentos en el estuario desde ambas direcciones: desde tierra (fluvial) y desde el mar. En rojo, la situación paleogeográfica de isla Marambio (Seymour). Modificado de Dalrymple *et al.*, (2012).

del continente, de los que el Alm. Cucullaea I posee la mayor parte de los hallados en la Fm La Meseta (Reguero *et al.*, 2002, 2013) (Fig. 3.42A).

La unidad 35s se interpreta como depositada por un agente acuoso de alta fluidez y moderada energía. El pasaje transicional desde la facies anterior con la que está estrechamente relacionada, la geometría lenticular de los bancos individuales, las estructuras sedimentarias y el carácter grano y estratodecreciente, refuerzan la hipótesis de sedimentación en canales de mareas. En ellos el sedimento se desplazaría bajo la acción de corrientes de flujo y refluo con alta movilidad del medio (ausencia de bioturbación). Estas facies representarían el relleno de canal subsecuente a la bajada en la energía del medio (Fig. 3.42B).

Posteriormente, sobre una pequeña pero apreciable superficie erosiva (tapizada en ocasiones por coquina de bivalvos), se instalan las ritmitas arenoso-fangosas de la unidad 35 sedimentadas en condiciones tractivas y suspensivas (Fig. 3.42C). Estas ritmitas laminadas se interpretan como producidas por flujos acuosos marinos bidireccionales comunes en ambientes mareales (Dalrymple *et al.*, 2012), desde planicies intermareales a canales submareales y en áreas de plataforma más allá de los mismos (*muddy intertidal* en Fig. 3.41). Dichos ambientes poseen en general una elevada tasa de sedimentación, lo que explicaría la moderada abundancia y baja diversidad de las trazas fósiles.

Las megaestructuras sedimentarias que conforman las capas de estas litofacies, coinciden con la denominada estratificación entrecruzada de relleno de canal o estratificación heterolítica inclinada (Reineck y Singh, 1980; Thomas *et al.*, 1987). Estratos

entrecruzados de este tipo pueden formarse durante el relleno de canales. Un canal en forma de artesa es rellenado en forma lenta con sets de capas concordantes con la geometría del fondo. En una fase posterior, parte de este relleno es cortado bruscamente por un nuevo canal abrupto, propicio para que el borde poco consolidado se desplome en bloques que pasan al fondo del canal (Fig. 3.27A) y son posteriormente fosilizados por el nuevo relleno. Este proceso sería semejante al ya explicado para otros límites de alomiembro. Si el proceso se repite se produce un juego de estratos entrecruzados (Fig. 3.25) en donde las capas constituyentes son generalmente delgadas interlaminaciones de arena y fango (Reineck y Singh, 1980). Este tipo de estructuras es muy común en planicies de mareas mixtas y en canales de marea estuarinos, en donde también pueden desarrollarse niveles de removilización de fauna (coquinas de cucullaeas) (Fig. 3.42C).

La laminación convolucionada (Fig. 3.25), aparece en varios afloramientos aproximadamente en el mismo nivel estratigráfico, y puede ser interpretada clásicamente como de escape de fluidos debido a la carga litológica, o bien como originada por paleosismos mediante la licuefacción de los sedimentos (McCalpin, 1996). La ausencia de macro y microfauna en este tipo de facies, indica condiciones poco propicias para la vida.

La parte más arenosa de la unidad, situada por encima de las anteriores facies rítmicas, se interpretan como depositadas en un ambiente más marino, abierto y propicio para el desarrollo de la vida tanto de organismos bentónicos como bivalvos (cucullaeas), gasterópodos (náuticas), etc.. El predominio de estructuras biogénicas sobre aquellas generadas por procesos físicos, permite

suponer que el sustrato fue estable y habitable por largos periodos de tiempo tal y como sucede en ambientes marinos litorales a sublitorales o costeros (*shallow subtidal*, y *sandy intertidal* en Fig. 3.41). No obstante, en este medio existirían también corrientes tractivas, que removilizarían el sustrato arenoso y concentrarían parte de la fauna originando los sucesivos niveles de coquinas mencionados (Fig. 3.42D). La composición faunística está relacionada del mismo modo con el sustrato indicando que, a pesar de que la fauna es transportada, la misma representa, al menos parte, de la comunidad que vivía en los sustratos infrayacentes, lo que explicaría, por ejemplo, la monoespecificidad de algunas coquinas, como el *nivel de Náticas*. En cualquier caso, la presencia de restos de plantas con flores y del grupo de los nenúfares (Friis *et al.*, 2017), indica el aporte muy próximo de aguas dulces del continente que invadirían el estuario (Fig. 3.41).

La palinoflora presente en la unidad es abundante y representada por troncos fósiles, del género *Nothofagus* (Gandolfo *et al.*, 1998b), que representa bosques mixtos mesofíticos indicadores de un clima lluvioso, templado y estacional.

La morfología general de canal de todo el alomembro, así como sus facies sedimentarias, es compatible con el contexto de ambiente estuarino referido (Fig. 3.41). En la Fig. 3.42, se presenta un modelo sedimentario de este tipo de facies basado en el relleno del estuario del río Qiantang (Lin *et al.*, 2005). Dicho modelo es aplicable especialmente a los Alms. Cucullaea I y Cucullaea II, de la LMF; y al Alm. Laminado de la SMF, aunque parcialmente puede aplicarse a los demás alomembros de la LMF y en general a todo el relleno de la formación.

En conjunto, las diferentes facies se interpretan como resultado de la excavación de un canal incidido debido a un descenso del nivel de base marino (superficie erosiva) que se rellena con depósitos de canal influenciado por las mareas (35cu y 35s). Posteriormente sobre las facies canalizadas y dentro de un ambiente de tipo estuarino con ascenso en el nivel relativo del mar (superficie transgresiva, en ocasiones erosiva), se instaura una llanura mareal (parte inferior rítmica fangoso-arenosa), sobre el que finalmente transgreden facies de ambientes litorales y sublitorales (parte superior arenosa).

La base del **Alm. Cucullaea II** (36), es asimismo, una coquina formada por bivalvos y areniscas que, de igual forma que el alomembro anterior tapiza una superficie erosiva bien marcada. Esta superficie, según el modelo de edad, encaja con la bajada de la curva que ocurre en ~49,2 Ma (Figs. 3.39 y 3.40).

La interpretación en conjunto de las diferentes litofacies es semejante al del Alm. Cucullaea I. Sobre los depósitos infrayacentes se excava un canal incidido (superficie erosiva) por corrientes acuosas provenientes del continente, debidas a un descenso del nivel de base marino que se rellena con depósitos de canal influenciado por las mareas (36cu y 36s), que en el caso de este alomembro presentan un gran espesor por amalgama y agradación vertical de dichos canales (Fig. 3.42A y B).

Posteriormente sobre las facies canalizadas y sobre una superficie erosiva (ocasionalmente con coquina de bivalvos), se instaura una llanura mareal (parte inferior rítmica fangoso-arenosa de la unidad 36), sobre el que finalmente transgreden facies de ambientes litorales y sublitorales (parte superior arenosa de la unidad 36), dentro de un contexto transgresivo (Fig. 3.42C y D).

Tanto el *nivel de Cucullaea 2.5* (c), como el *nivel de veneroidos* (v) dentro del Alm. Cucullaea II, estarían originados por paleocanales

importantes en momentos de mayor energía que incidirían en el sustrato, arrastrando la comunidad de malacofauna correspondiente. Según el modelo de edad (Figs. 3.39 y 3.40), las curvas eustáticas ofrecen sendas caídas para estos dos niveles. El cambio que se produce en el género dominante de *Cucullaea* sp. a *Eurhomalea* sp., puede ser indicativa de cambios paleoecológicos y/o climáticos. La morfología general de canal de todo el alomembro, así como sus facies sedimentarias, es compatible con el contexto estuarino antes referido.

### 3.5.3. Fm Submeseta

La **superficie erosiva basal** de la Fm Submeseta, representa la base de un valle incidido que, según el modelo de edad (Figs. 3.39 y 3.40) asume un gran hiato sedimentario de aproximadamente 2,5 Ma (~45,8 a ~43,4 Ma), apoyado por las dataciones absolutas de Sr (Ivany *et al.*, 2008) y corroborado en parte por los datos de la magnetoestratigrafía (ausencia del cron C20r). Este hiato, inédito hasta la fecha en la cuenca James Ross pero reconocido en sondeos de latitudes australes (Boharty y Zachos, 2003), se relaciona con un periodo de reorganización global de las placas tectónicas entre los cronos 19 y 20 (46-41 Ma) que incluyen un aumento en las tasas de separación entre Australia y Antártida, extensión en la dorsal y rifting en el *Kerguelen Plateau* y parada en la expansión en el noroeste de la Cuenca Wharton de Australia (Royer y Sandwell, 1989). Este episodio tectónico a gran escala sería el responsable de un posible levantamiento en la Península Antártica que originaría hiato en el depósito para esta edad.

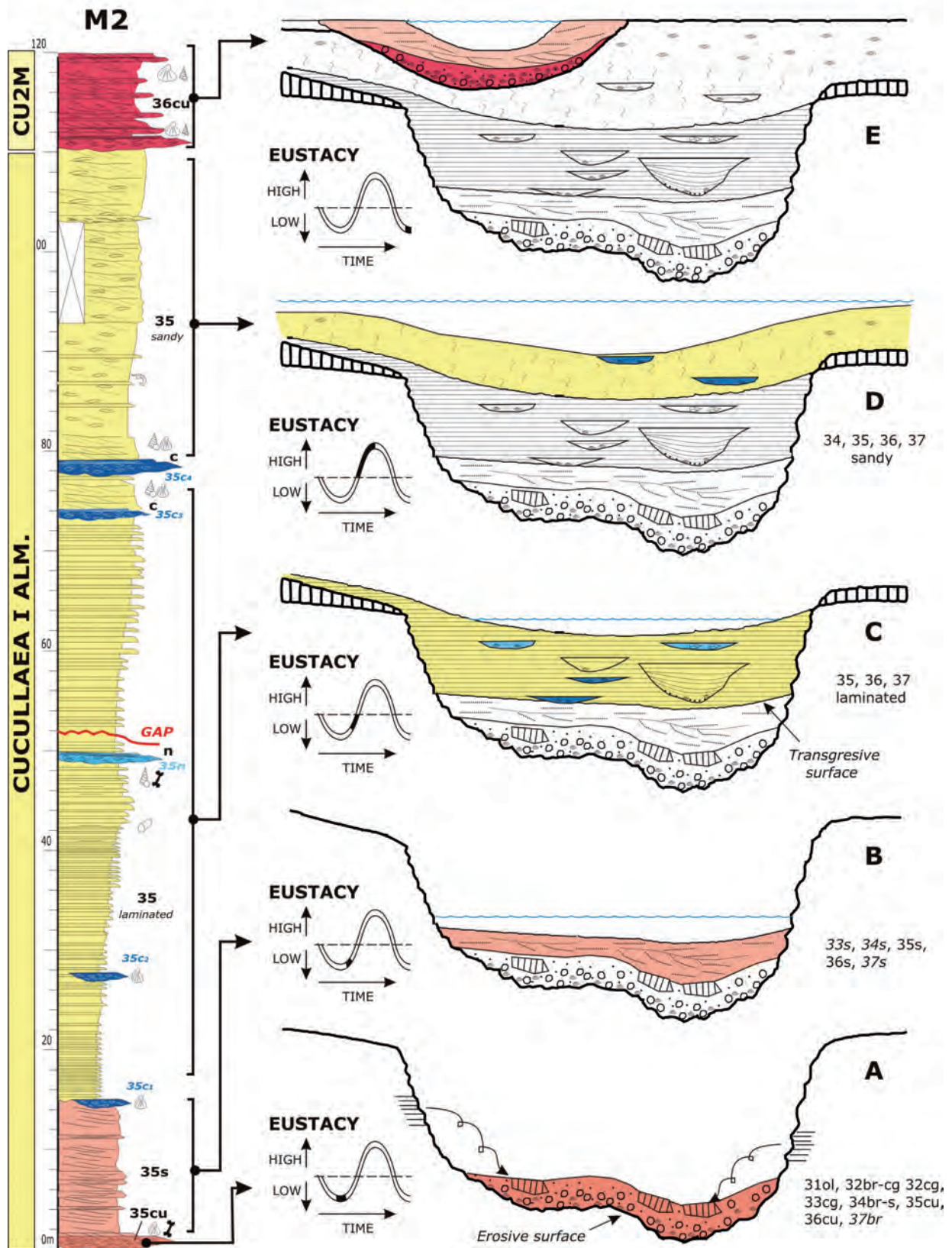
Según el modelo de edad, el depósito subsecuente al hiato de la Fm Submeseta estaría relacionado con la bajada en la curva eustática que se produce en ~43,5 Ma. Dicha bajada del nivel relativo marino, originaría un nuevo valle incidido en la plataforma de orientación general hacia el NE, si bien presenta a su vez, una morfología compleja con surcos y altos de geometría ondulada a escala media (Fig. 3.32B).

Sobre la superficie se depositan en primer lugar las facies del **Alm. Laminado** (37). La secuencia litológica y de facies que la constituye verticalmente es muy semejante a la de los alomembros de la Fm La Meseta, por lo que su interpretación es parecida.

Sobre los depósitos infrayacentes se excava un canal incidido por corrientes acuosas provenientes del continente, debidas a un descenso del nivel de base marino (superficie erosiva) que se rellena con depósitos de canal influenciado por las mareas (brecha con conglomerados y coquina de bivalvos, 37br; tramo de areniscas con laminación cruzada, 37s). Posteriormente y sobre las facies canalizadas mediante una superficie erosiva transgresiva, y dentro de un ambiente de tipo estuarino, se instaura una llanura mareal (tramo laminado de ritmitas arenoso-lutíticas, 37), sobre el que finalmente transgreden facies de ambientes litorales y sublitorales (arenas bioturbadas a techo de la unidad, 37) (Fig. 3.42).

La geometría de los espesores de la unidad (ver Fig. 3.11, con trazado cartográfico corregido respecto del mapa geológico), revela que existen depocentros con mayor espesor al SO y NE del relieve de La Meseta, que sugieren una orientación del surco incidido en la misma dirección (SO-NE). Esta orientación sería casi perpendicular a la dirección deducida para el valle incidido de la Fm La Meseta NE-SO. Este cambio de la dirección en los procesos erosivos, refuerza a la Submeseta como nueva formación.

La base del **Alm. Turritella** (38), es una superficie erosiva que trunca suavemente a los depósitos infrayacentes, que se correlaciona bien, según el modelo de edad, con la caída de la curvas eustáticas



**Figura 3.42.-** Modelo sedimentario tomado de Lin *et al.*, (2005), basado en el relleno del estuario del río Qiantang, aplicable especialmente a los Alms. Cucullaea I y Cucullaea II de la LMF (ver Fig. 3.28B con las cuatro facies principales del relleno); y al Alm. Laminado de la SMF (Fig. 3.33D), aunque parcialmente, puede aplicarse a algunas de las facies de los demás almiembros de ambas formaciones. En conjunto, se interpretan como resultado de la excavación de un canal incidido (A) debido a un descenso del nivel de base marino (base del almiembro) que se rellena con depósitos de canal influenciado por las mareas (35cu y 35s; A y B). Posteriormente sobre las facies canalizadas y dentro de un ambiente de tipo estuarino con ascenso en el nivel relativo del mar (superficie transgresiva, en ocasiones erosiva), se instaura una llanura mareal con facies rítmicas fangoso-arenosa con algunos canales con coquinas de bivalvos (35 laminado; C), sobre el que finalmente transgreden facies de ambientes litorales y sublitorales de facies arenosas bioturbadas con niveles de coquina (35 arenoso; D). Una nueva bajada forzada del nivel del mar, daría comienzo a un nuevo ciclo de erosión y relleno (36cu, E).

que ocurre ~41,3 Ma (Figs. 3.39 y 3.40). Esta superficie erosiona el sustrato y acumula la coquina del gasterópodo *Turritella* sp. (*nivel de Turritellas*) junto con otros gasterópodos (naticidos), bivalvos (veneroidos), gravas y areniscas gruesas.

Las facies posteriores, se interpretan depositadas en un ambiente de plataforma marina mareal, con barras y áreas protegidas entre ellas y una zona fangosa distal. Esta distribución era periódicamente modificada por la irrupción de condiciones más energéticas que pueden atribuirse a eventos de tormentas (niveles de gravas).

Estas facies representan un cambio apreciable en el modelo sedimentario pues, a partir de la colmatación del último de los valles incididos (unidad anterior, Fig. 3.41), se establece una amplia plataforma arenosa somera de suave pendiente batida esporádicamente por tormentas. El *nivel de Panopaeas* a techo de la unidad, representa un momento de escasa tasa de sedimentación en la plataforma con el desarrollo de bioturbación generalizada y malacofauna en posición de vida.

La base del **Alm. Superior** (39), se relaciona con la caída en las curvas eustáticas en el entorno de ~37,7 Ma, en la base del Bartonense, sin que en este caso, se aprecie superficie erosiva o interrupción en la sedimentación. Sin embargo las facies de ritmitas laminadas arenoso-lutíticas que se depositan sobre dicha base, semejantes a las de otros alomiembros e interpretadas como de llanura mareal, indicarían una somerización con respecto al *nivel de Panopaeas* infrayacente, que representa facies más litorales.

Se interpreta, de forma semejante a la unidad anterior, como una plataforma marina somera arenosa, dominada por mareas y retocada por la irrupción de condiciones enérgicas que darían los niveles de gravas intercalados (cg), interpretados como producidos por corrientes de mareas y/o oleaje robustecidas durante condiciones de tormentas (Marensi *et al.*, 1998b). No obstante, la presencia en la serie de cantos rodados de gran tamaño (Fig. 3.38D), podría interpretarse como *dropstones* traídos a la plataforma por témpanos desprendidos de glaciares del continente. La disminución del tamaño general de la malacofauna que afecta a los dos alomiembros superiores de la formación (turritellas, panopaeas, *Modiolus* sp., *Hiatella* sp., etc.), con respecto a la de los alomiembros de la Fm La Meseta (veneroidos, cucullaeas, darwinélicos, etc.), podría reforzar esta hipótesis, pues indicaría un enfriamiento relativo de las aguas marinas. En este sentido, en la parte superior de la sección, Warny *et al.* (2018) observan disminución de palinomorfos terrestres, aumento de especímenes reelaborados, desaparición de dinocistos clave y un número muy abundante de leiosferas indicativas de hielo marino. Además, el pequeño quiste dinoflagelado *Impletosphaeridium* señalaría la aparición de condiciones glaciales en un clima subpolar.

Por otra parte y abundando en la argumentación anterior, el enriquecimiento de glauconita de la parte superior del alomiembro, en el caso de ser autigénica, indicaría una baja tasa de sedimentación (Harris y Whitin, 2000), coherente con la escasa llegada de sedimentos a la cuenca derivada del inicio de una etapa transgresiva (López-Quirós *et al.*, 2019), en el contexto de la apertura de la Cuenca Powel (Fig. 1.2) o, tal vez, por el establecimiento incipiente de plataformas de hielo marino.

#### 3.5.4. Evolución conjunta. Análisis de la curva de tasa de sedimentación

La curva de la Fig. 3.40, se ha construido relacionando los datos de edad de la serie estratigráfica (radiométricos de isótopos de

Sr y magnetoestratigráficos), con la Escala de Tiempo Geológico GTS'16 (Ogg *et al.*, 2016). El resultado es una curva que representa las variaciones en la tasa de sedimentación (m, frente a tiempo en Ma) de los depósitos sin descompactar de la Fm Cross Valley-Wiman; Fm La Meseta y Fm Submeseta, que ofrece datos sobre la evolución sedimentaria de la cuenca de James Ross para Paleoceno-Eoceno.

La pendiente de la curva de la tasa sedimentaria es directamente proporcional al espacio de acomodación disponible en las cuencas (Clevis *et al.*, 2003), el cual depende de las diferentes relaciones entre eustatismo y subsidencia y, este último, principalmente de la actividad tectónica. Así, una mayor tasa de sedimentación correspondería a una mayor creación de espacio para sedimentar en la cuenca (acomodación), y viceversa. Asimismo, se observa que las progradaciones detríticas generalizadas hacia el centro de las cuencas suelen ocurrir justo cuando el espacio de acomodación es menor, ya que en este caso las pendientes deposicionales son menores y las facies detríticas gruesas tienden a avanzar más hacia las zonas distales de la cuenca (Paola *et al.*, 1992; Clevis *et al.*, 2003).

Teniendo en cuenta estas consideraciones previas, el análisis de las tendencias de la curva de tasa sedimentaria para el Grupo Seymour, de sus facies en general y de la curva eustática, debería responder a dichos supuestos. Observando la figura se muestra que:

- Existe una mayor pendiente (mayor tasa de sedimentación) en la parte inferior de las Unidades del grupo: CVWF, y alomiembros inferiores de LMF (Valle de las Focas, Acantilados I y Acantilados II), coherente con la drástica creación de espacio de acomodación provocada por las erosiones de los valles incididos y con el simultáneo y brusco ascenso respectivo en la curva eustática, para la edad esas unidades.
- La disminución de la pendiente general de la curva en los Alms. Campamento, Cucullaea I y Cucullaea II, es coherente con el progresivo relleno general del valle incidido de La Meseta y la tendencia hacia la caída general en la curva eustática, con la consiguiente disminución progresiva del espacio de acomodación.
- La menor tasa de sedimentación para FSM es compatible con un espacio de acomodación mínimo originado por la colmatación del valle incidido y el nivel del mar más bajo que registra la curva eustática. Este escaso espacio para sedimentar, entre otras causas, explicaría la progradación subsecuente de facies detríticas gruesas y más someras que se observan en este alomiembro y que precedían los supuestos previos (Paola *et al.*, 1992; Clevis *et al.*, 2003).

Estas observaciones muestran que la curva de tasa sedimentaria es coherente con los postulados previos y por tanto reafirman su validez y las edades a que da lugar.

#### 3.5.5. Implicaciones de las nuevas edades del Grupo Seymour

Del análisis conjunto entre las diferentes fuentes de datos cronoeestratigráficos, interpretación de facies y su relación con las curvas eustáticas globales (GTS'16; Komitz *et al.*, 2008), de los materiales del Grupo Seymour, junto con la integración y la interpretación de los datos disponibles, se infieren varias implicaciones cronoeestratigráficas y paleoclimáticas para dichos depósitos. A modo de conclusión, estas implicaciones son las siguientes:

- La edad de la superficie erosiva basal de La Meseta, estaría incluida dentro del Thanetiense, con lo que el límite Paleoceno-

no-Eoceno podría estar registrado en los depósitos suprayacentes a la incisión, es decir, en algunas de las dos unidades cartografiadas en el Valle de las Focas: olistolitos (31o) o en las lutitas marrones (31). Asociado a este límite existe una gran excursión de las relaciones isotópicas  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ , documentado en secciones de todo el planeta y que registra un aumento brusco en la temperatura global de entre  $\sim 4\text{-}5^\circ\text{C}$  (PETM, Zachos *et al.*, 2001). A este respecto es muy llamativo el color marrón rojizo que posee este almiembro en comparación con los suprayacentes y que podría estar causado por una diferente composición en las arcillas del área fuente derivada de dicho aumento de temperatura.

- El límite Eoceno inferior (Ypresiense)-Eoceno medio (Luteciense), estaría incluido en la parte alta del Alm. Cucullaea II. Si se tiene en cuenta que la mayor parte de los yacimientos de mamíferos encontrados en la Fm La Meseta se encuentran en el Alm. Cucullaea I, la edad de los mismos debería ser revisada pues ahora quedarían dentro del Eoceno inferior (Ypresiense superior) y no en el Eoceno medio (Luteciense) como hasta ahora estaban datados (Reguero *et al.*, 2002). Este hecho debería ser tenido en cuenta a la hora de la reconstrucción evolutiva de los grupos de mamíferos implicados y su comparación con las faunas patagónicas.
- La mayor presencia de los fósiles de mamíferos continentales en los Alms. Campamento, Cucullaea I y II, de edad Eoceno inferior puede deberse a un mayor acarreo de material

proveniente del continente, favorecido por el ambiente sedimentario de estuario; y también por una mayor abundancia relativa de individuos en el mismo hábitat para esa edad. Este último supuesto es coherente con la profusión de fauna de mamíferos que acontece durante el EECO (Óptimo Climático del Eoceno inferior) en todo el planeta, que sugeriría una mayor población de los mismos en Península Antártica.

- Así mismo, la disminución relativa del tamaño general de la malacofauna de la Fm Submeseta, con respecto a la Fm La Meseta, implicaría un enfriamiento relativo de las aguas marinas, compatible con el enfriamiento general en los mares del Sur (Boharty y Zachos, 2003) que se produce después del MECO (Óptimo Climático del Eoceno Medio, entre 42,5 y 41,5 Ma). En la serie y teniendo en cuenta el modelo de edad, el MECO correspondería a las areniscas rojizas a techo del Alm. Laminado de la FSM.
- Las dataciones basadas en isótopos de Sr y corroboradas en parte por datos magnetoestratigráficos indican un gran hiato en la base de la Fm Submeseta que abarcaría una buena parte del Luteciense ( $\sim 45,8$  a  $\sim 43,4$  Ma). Dicho hiato parece que encaja bien con un tectonismo generalizado en las placas del Hemisferio Sur y en consecuencia debería dejar algún registro en la evolución estructural de la Península Antártica que debería ser estudiado.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACOSTA HOSPITALECHE, C. (2014): New giant penguin bones from Antarctica: Systematic and paleobiological significance. *C.R. Palevol.* 13: 555-560.
- ACOSTA HOSPITALECHE, C. and REGUERO, M. (2011): Evolution and biogeography of Paleocene Weddellian penguins (Aves: Sphenisciformes) of the James Ross Basin, Antarctic Peninsula. *11th International Symposium on Antarctic Earth Sciences (ISAES), Edinburgh, Scotland.*
- ÁLVAREZ M.J.; DEL RÍO, C.J. and MARENSSI, S.A. (2014): Revisión del género *Retrotapes* del Río (bivalvia: veneridae) en el Eoceno de la Antártida. *Ameghinian*, 51(1): 61-78.
- AMENÁBAR, C.; MONTES, M.; CONCHEYRO, A.; NOZAL, F. y SANTILLANA, S. (2018): Quistes de dinoflagelados del Eoceno de la Formación La Meseta, (Isla Seymour, Península Antártica): modelo de edad en discusión. *Resúmenes/Abstracts IX Simposio de Estudios Polares CN-SCAR, CSIC, IGME.* Madrid, 18.
- AMENÁBAR, C.; MONTES, M.; NOZAL, F. and SANTILLANA, S. (2019): Dinoflagellate cysts of the La Meseta Formation (middle to late Eocene), Antarctic Peninsula: implications for biostratigraphy, palaeoceanography and palaeo-environment. *Geological Magazine*, 1-16. DOI: 10.1017/S0016756819000591.
- AMOEDO, P. (1992): Estudio sedimentológico de la Formación Cross Valley, isla Marambio, Antártida. *Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.* 128 p. Inédito.
- ANDERSSON, J.G. (1906): On the geology of Graham Land. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 7: 19-71.
- ASKIN, R. (1988): Campanian to Paleocene palynological succession of Seymour and adjacent islands, northeastern Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula* (Feldman, R. and Woodburne, M., Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 131-153.
- (1997): Eocene-? Earliest Oligocene terrestrial palynology of Seymour Island, Antarctica. In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C., Ed.). Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena. *Terra Antarctica Publication*: 993-996.
- ASKIN, R.A.; ELLIOT, D.H.; STILWELL, J.D. and ZINSMEISTER, W.J. (1991): Campanian and Eocene stratigraphy and paleontology on Cockburn Island, Antarctic Peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 4 (1/2): 99-117.
- ASKIN, R.A. (1993): Palynology of an olistostrome at Cape Wiman, Seymour Island. *Antarctic Journal of United States*, 28(5): 49-50.
- BEAMUD, E.; MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. and MARENSSI, S. (2015): Magnetostratigraphic dating of Paleogene sediments in the Seymour Island (Antarctic Peninsula): A preliminary chronostratigraphy. *Abstract, AGU. Fall Meeting. San Francisco.* GP51B-1331.
- BIJL, P.K.; SLUIJS, A. and BRINKHUIS, H. (2013): A magneto-chemo-stratigraphically calibrated dinoflagellate cyst zonation of the early Paleogene South Pacific Ocean. *Earth Science Reviews*, 124: 1-31.
- BOHARTY, S.M. and ZACHOS, J.C. (2003): Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, 31: 1017-1020.
- BOWMAN, V.; FRANCIS, J.; ASKIN, R.; RIDING, J. and SWINDLES, G. (2014): Latest Cretaceous-earliest Paleogene vegetation and climate change at the high southern latitudes: palynological evidence from Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 408: 26-47. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.04.018.
- BOWMAN, V.; FRANCIS, J.; RIDING, J.; HUNTER, S. and HAYWOOD, A. (2012): A latest Cretaceous to earliest Paleogene dinoflagellate cyst zonation from

- Antarctica, and implications for phytoprovincialism in the high southern latitudes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 171: 40-56.
- BOWMAN, V.; INESON, J.; RIDING, J.; CRAME, J.; FRANCIS, J.; CONDON, D.; WHITTLE, F. and FERRACCIOLI, F. (2016): The Paleocene of Antarctica: Dinoflagellate cyst biostratigraphy, chronostratigraphy and implications for the palaeo-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 38: 132-148. DOI.ORG/10.1016/j.gr.2015.10.018.
- BUONO, M.; FERNÁNDEZ, M.; TAMBUSI, C.; MÖRS, T. y REGUERO, M. (2011): Un Arqueoceto (Cetacea: Archaeoceti) del Eoceno medio de Isla Marambio (Formación La Meseta), Antártida. In: *Proceeding of IV Congreso Latinoamericano de Paleontología de Vertebrados, San Juan*.
- CASADÍO, S.; MARENSSI, S. y SANTILLANA, S. (2006): Como morir a los 90 años en un canal de mareas. El caso de *Cucullaea raea* (Bivalvia) en el Eoceno de Antártida. Congreso; *IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Bariloche*. Resúmenes.
- CASADÍO, S.; MARENSSI, S.; SANTILLANA, S. and GRIFFIN, M. (2007): The shell accumulations in the La Meseta Formation (Eocene, Marambio island) and their interpretation within a sequence stratigraphy framework. *VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas. Comunicaciones CDROM, GEO C0701*.
- CLEVIS, Q.; DE BOER, P. and M. WACHTER, M. (2003): Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 163: 85-110.
- COCCOZZA, C. and CLARKE, C. (1992): Eocene microplankton from La Meseta Formation. *Antarctic Science*, 4: 355-362.
- CROUCH, E.M.; WILLUMSEN, P.S.; KULHANEK, D.K. and GIBBS, S. (2014): A revised Paleocene (Teurian) dinoflagellate cyst zonation from eastern New Zealand. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 202: 47-79.
- DALRYMPLE, R.; MACKAY, D.; ICHASO, A. and CHOI, K. (2012): Processes, Morphodynamics and Facies of Tide-Dominated Estuaries. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Davis, R.A. and Dalrymple, R.W. Eds.). Springer, p. 79-107. DOI 10.1007/978-94-007-0123-6\_5.
- DINGLE, R. and LAVELLE, M. (1998): Antarctic Peninsula cryosphere: early Oligocene (c. 30 Ma) initiation and a revised glacial chronology. *Journal of Geological Society of London*, 155: 433-437.
- (2000): Antarctic Peninsula Late Cretaceous- Early Cenozoic paleoenvironments and Gondwana Paleogeographies. *Journal of African Earth Sciences*, 31: 91-105.
- DINGLE, R.; MARENSSI, S. and LAVELLE, M. (1998): High latitude Eocene climatic deterioration: Evidence from the northern Antarctic Peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 571-579.
- DOUGLAS, P.; AFFEK, H.; IVANY, L.; HOUBEN, A.; SIJPD, W.; SLUIJSC, A.; SCHOUTENC, S. and PAGANIA, M. (2014): Pronounced zonal heterogeneity in Eocene southern high-latitude sea surface temperatures. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*. DOI:10.1073/pnas.1321441111.
- DUSÉN, P. (1908): Über die tertiäre flora der Seymour-Insel. In: *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar Expedition 1901-03*. (Nordenskjöld, O. Ed.), Stockholm 3: 1-27.
- DUTTON, A.; LOHMANN, K. and ZINSMEISTER, W. (2002): Stable isotope and minor element proxies for Eocene climate of Seymour Island. *Antarctica. Paleoceanography*, 17 (2): 1-13.
- ELLIOT, D. and HOFFMAN, S. (1989): Geologic studies on Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 24 (5): 3-5.
- ELLIOT, D. and TRAUTMAN, T. (1982): Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. In *Antarctic Geoscience*. (Craddock, C. ed.). University of Wisconsin Press, Madison: 287-297.
- FRIISS, E.; IGLESIAS, A.; REGUERO, M. and MÖRS, T. (2017): *Notonuphar antarctica*, an extinct water lily (Nymphaeales) from the Eocene of Antarctica. *Plant Systematics and Evolution*, 303(7): 969-980. DOI: 10.1007/s00606-017-1422-y.
- GANDOLFO, M.; HOC, P.; SANTILLANA, S. y MARENSSI, S. (1998a): Una flor fósil morfológicamente afín a las Grossulariaceae (Orden Rosales) de la Formación La Meseta (Eoceno Medio), Isla Marambio, Antártida. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica* (Casadio, S. Ed.). Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 147-153.
- GANDOLFO, M.; MARENSSI, S. y SANTILLANA, S. (1998b): Flora y paleoclima de la Formación La Meseta (Eoceno medio), isla Marambio (Seymour), Antártida. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica* (Casadio, S. Ed.). Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 155-162.
- GELFO, J.N.; MÖHRS, T.; LORENTE, M.; LÓPEZ, G.M. and REGUERO, M. (2015): The oldest mammals from Antarctica, early Eocene of the La Meseta Formation, Seymour Island. *Palaeontology*, 58: 101-110. doi: 10.1111/pala.12121.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG, J.G.; SCHMITZ, M.D. and OGG, G.M. (2012): The Chronostratigraphic Scale. In: *The Geologic Time Scale*, 31-42. (Gradstein, Ogg and Schmitz, eds.) Elsevier. DOI:10.1016/B978-0-444-59425.00002-0.
- HARA, U. (2002): A new macroporid bryozoan from Eocene of Seymour Island, Antarctic Peninsula *Polish Polar Research*, 23 (3-4): 213-225.
- HARRIS, L. and WHITING, B. (2000): Sequence-stratigraphic significance of Miocene to Pliocene glauconite-rich layers on and offshore of the US Mid-Atlantic margin. *Sedimentary Geology*, 134 (1-2): 129-147.
- HEIN, J.R.; ALLWARDT, A. and GIGGS, G. (1974): The occurrence of glauconite in Monterey Bay, California: diversity, origins, and sedimentary environmental significance. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44(2): 562-571.
- HOFFMAN, S. (1991): *Petrology and provenance of the Paleocene strata at Cape Wiman, Seymour Island (Antarctic Peninsula)*. Unpublished Thesis MSc. The Ohio State University, USA: 197 p.
- 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. and Woodburne, M.O., Eds.). *Geological Society of America, Memoir*, 169: 163-252.
- IVANY, L.; VAN SIMAEYS, S.; DOMACK, E. and SAMSON, S. (2006): Evidence for an earliest Oligocene ice sheet on the Antarctic Peninsula. *Geology*, 34(5): 377-380.
- IVANY, L.; LOHMANN, K.; HASIUK, F.; BLAKE, D.; GLASS, A.; ARONSON, R. and MOODY, R. (2008): Eocene climate record of a high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica. *Geological Society of America*, 120 (5/6): 659-678.
- KOMINZ, M.; BROWNING, J.; MILLER, K.; SUGARMAN, P.; MIZINTSEVAW, S. and SCOTSE, C. (2008): Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: an error analysis. *Basin Research* 20: 211-226.
- LIN, C.M.; ZHUO, H.C. and GAO, S. (2005): Sedimentary facies and evolution in the Qiantang River incised valley, eastern China. *Marine Geology*, 219: 235-259.
- LÓPEZ CABRERA, M.I. and OLIVERO, E. (2011): An Eocene Articulated Polyplacophora (Mollusca) from the La Meseta Formation, Antarctica

- and the Stratigraphy of the Fossil-Bearing Strata. *Journal of Paleontology*, 85(5):970-976. DOI: 10.1666/10-161.1.
- LÓPEZ-QUIRÓS, A.; ESCUTIA, C.; SÁNCHEZ-NAVAS, A.; NIETO, F.; GARCÍA-CASCO, A.; MARTÍN-ALGARRA, A.; EVANGELINOS, D. and SALABARNADA, A. (2019): Glaucony authigenesis, maturity and alteration in the Weddell Sea: An indicator of paleoenvironmental conditions before the onset of Antarctic glaciation. *Nature Scientifics Reports*, 9: 13580. doi.org/10.1038/s41598-019-50107-1
- MACDONALD, D.; BAKER, P.; GARRETT, S.; INESON, J.; PIRRIE, D.; STOREY, B.; WHITHAM, A.; KINGHORN, R. and MARSHALL, J. (1988): A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. *Marine and Petroleum Geology* 5: 34-53.
- MACELLARI, C. (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. and Woodburne, M.O. Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 25-53.
- MARENSSI, S. (1995): *Sedimentología y paleoambientes de sedimentación de la Formación La Meseta, Isla Marambio, Antártida*. Unpublished PhD Thesis, Universidad de Buenos Aires, Argentina, 1: 330 pp; 2: 172 p.
- (2006): Eustatically controlled sedimentation recorded by Eocene strata of the James Ross Basin, Antarctica. In: *Cretaceous-Tertiary high-latitude paleoenvironments, James Ross Basin, Antarctica*. (Francis, J.; Pirrie, D. and Crame, J., Eds.). *Geological Society of London, Special Publication*, 258: 125-133.
- MARENSSI, S.; CASADÍO, S. and SANTILLANA, S. (2010): Record of Late Miocene glacial deposits on Isla Marambio (Seymour Island), Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 22(02): 193-198.
- MARENSSI, S.; NET, L. and SANTILLANA, S. (2002): Provenance, environmental and paleogeographic controls on sandstone composition in a incised valley system: the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. *Sedimentary Geology*, 150: 301-321.
- MARENSSI, S.; SANTILLANA, S. y RINALDI, C. (1998a): *Paleoambientes sedimentarios de la Aloformación La Meseta (Eoceno), Isla Marambio (Seymour), Antártida*. Instituto Antártico Argentino, Contribución 464: 1-51.
- MARENSSI, S.; SANTILLANA, S. and RINALDI, C. (1998b): Stratigraphy of La Meseta Formation (Eocene), Marambio Island, Antarctica. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*. (Casadio, S. Ed.). *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial* 5: 137-146.
- MARENSSI, S.; SANTILLANA, S. y BAUER, M. (2012): Estratigrafía, petrografía sedimentaria y procedencia de las formaciones Sobral y Cross Valley (Paleoceno), isla Marambio (Seymour), Antártica. *Andean Geology*, 39 (1): 67-91.
- MCCALPIN, J. (1996): *Paleosismology*. Academic Press cop.: 588 p.
- MONTES, M.; BEAMUD, E.; NOZAL, F. and SANTILLANA, S. (2019b): Late Maastriichtian-Paleocene chronostratigraphy from Seymour (Marambio) Island (James Ross Basin, Antarctic Peninsula). Eustatic controls of sedimentation. In: *Geology and palaeontology of the James Ross Basin, Antarctic Peninsula*. (Crame, J.A., Gelfo, J. and Acosta Hospitaleche, C., Eds.). *Advances in Polar Science-Special Issue*, 30(3): 303-327 DOI: 10.13679/j.advps. 2018.0045.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; TORTOSA, F.; BEAMUD, E. and MARENSSI, S. (2010): Integrate stratigraphy of the Upper Paleocene-Eocene strata of Marambio (Seymour) Island, Antarctic Peninsula. XXXI SCAR, *Open Science Conference, Buenos Aires, Argentina*.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S. y OLIVERO, E. (2013): Mapa Geológico de isla Marambio (Seymour); escala 1:20.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2008b): El Paleoceno superior de la Antártida: la Formación Cross Valley-Wiman de Isla Marambio. (Mar de Weddell). *Geo-Temas*, 10: 667-668.
- NASC (2005): North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. *AAPG Bulletin*, 89 (11): 1547-1591.
- PAOLA, C.; HELLERT, P. and ANGEVINET, C. (1992): The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. *Basin Research*, 4: 73-90.
- REGUERO, M.; MARENSSI, S. and SANTILLANA, S. (2012): Weddellian marine/coastal vertebrates diversity from a basal horizon (Ypresian, Eocene) of the Cucullaea I Allomember, La Meseta Formation, Seymour (Marambio) Island, Antarctica. *Revista Peruana de Biología*, 19(3): 275-284.
- REGUERO, M.; GOIN, F.; ACOSTA, C.; DUTRA, T. and MARENSSI, S. (2013): *Late Cretaceous/Paleogene West Antarctica Terrestrial Biota and its Intercontinental Affinities*. SpringerBriefs in Earth System Sciences. DOI: 10.1007/978-94-007-5491-1\_1.
- REGUERO, M.; MARENSSI, S. and SANTILLANA, S. (2002): Antarctic Peninsula and South America (Patagonia) Paleogene terrestrial faunas and environments: biogeographic relationships. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2776: 1-22.
- REINECK, H.E. and SINGH, I.B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York, 549 p.
- RINALDI, C.; MASSABIE, A.; MORELLI, J.; ROSENMAN, L. y DEL VALLE, R. (1978): *Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida*. Instituto Antártico Argentino Contribución, 217: 1-37.
- ROYER, J.Y. and SANDWELL, D.T. (1989): Evolution of the eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous: Constraints from Geosat altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 94: 13.755-13.782.
- SADLER, P. (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. and Woodburne, M.O., Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 303-320.
- SANTILLANA, S.; MARENSSI, S. y RINALDI, C. (1993): Control tectónico del inicio de la sedimentación de la Formación La Meseta (Eoceno), Isla Marambio, Antártida. *II Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Científicas Antárticas*. Buenos Aires. *Actas*: 327-330.
- STILWELL, J. and ZINSMEISTER, W. (1992): Molluscan systematics and biostratigraphy, Lower Tertiary La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctic Peninsula. Washington D.C., *American Geophysical Union*, 192 p.
- STOREY, B. and NELL, P. (1988): Role of strike slip faulting in the tectonic evolution of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society of London*, 145: 333-337.
- TAMBUSSI, C.; ACOSTA, C.; REGUERO, M. and MARENSSI, S. (2006): Late Eocene penguins from West Antarctica: systematics and biostratigraphy. In: *Cretaceous-Tertiary high-latitude palaeoenvironments, James Ross Basin, Antarctica* (Francis, J.; Pirrie, D. and Crame, J., Eds.). *Geological Society of London, Special Publications*, 258: 145-161.
- TAMBUSSI, C.; REGUERO, M.; MARENSSI, S. and SANTILLANA, S. (2005): *Crossvallia unenwillia*, a new Spheniscidae (Sphenisciforme, Aves) from late Paleocene of Antarctica. *Geobios*, 172: 1-9.
- THOMAS, R.G.; SMITH, D.G.; WOOD, J.M.; VISSER, J.; CALVERLEY-RANGE, E.A. and KOSTER, E.H. (1987): Inclined heterolithic stratification-terminology,

- description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, 53: 123-179.
- THOMSON, M.; PANKHURST, R. and CLARKSON, P. (1983): The Antarctic Peninsula: a late Mesozoic-Cenozoic arc (Review). In: *Antarctic Earth Science* (Oliver, R.; James, P. and Jago, J., Eds.). Australian Academy of Science, Camberra: 289-294.
- TRAUTMAN, T. (1976): *Stratigraphy and petrology of Tertiary clastic sediments, Seymour Island, Antarctica*. Unpublished MSc Thesis, The Ohio State University, USA: 170 p.
- WARNY S.; KYMES C.M.; ASKIN, R.; KRAJEWSKI, K. and TATUR, A. (2018): Terrestrial and marine floral response to latest Eocene and Oligocene events on the Antarctic Peninsula, *Palynology*, DOI: 10.1080/01916122.2017.1418444.
- WIMAN, C. (1905a): Über die alttertiären Vertebraten der Seymourinsel. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar Expedition 1901-1903*, (3): 1-37.
- WIMAN, C. (1905b): Vorläufige Mitteilung über die alttertiären Vertebraten der Seymourinsel. *Bull. Geol Inst Uppsala*, 6: 247-253.
- WOODBURNE, M. and ZINSMEISTER, W. (1984): The first land mammal from Antarctica and its biogeographic implications. *Journal of Paleontology*, 58: 913-948.
- WRENN, J. and HART, G. (1988): Paleogene dinoflagellate cyst biostratigraphy of Seymour Island, Antarctica. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. (Feldman, R.M. and Woodburne, M.O., Eds.). *Geological Society of America, Memoir*, 169: 321-447.
- ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E. and BILLUPS, K. (2001): Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.
- ZINSMEISTER, W. (1982): Review of the Upper Cretaceous Sequence on Seymour Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 779-785.



## 4. ESTRATIGRAFÍA DEL NEÓGENO Y CUATERNARIO

*F. Nozal y M. Montes*

### Índice del capítulo

<b>4. ESTRATIGRAFÍA DEL NEÓGENO Y CUATERNARIO .....</b>	<b>147</b>
<b>4.1. FORMACIÓN HOBBS GLACIER (HGF). MIOCENO MEDIO-SUPERIOR .....</b>	<b>147</b>
4.1.1. Unidad cartográfica 40. Lutitas, diamictitas con bivalvos y briozoos .....	147
<b>4.2. FORMACIÓN WEDDELL (WF). PLIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO .....</b>	<b>150</b>
4.2.1. Unidad cartográfica 41. Limos arenosos, cantos y bloques. Tillitas .....	150
<b>4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES. CUATERNARIO.....</b>	<b>154</b>
4.3.1. Unidad cartográfica 42. Limos, arenas y gravas. Fondo de valle y terrazas .....	154
4.3.2. Unidad cartográfica 43. Arenas, gravas y limos. Abanicos aluviales .....	158
4.3.3. Unidad cartográfica 44. Gravas, arenas y limos. Depósitos de Ladera .....	161
4.3.4. Unidad cartográfica 45. Arenas, gravas y limos. Depósitos litorales y terrazas marinas.....	162
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>170</b>



## 4. ESTRATIGRAFÍA DEL NEÓGENO Y CUATERNARIO

Bajo este epígrafe se incluyen las unidades cartográficas más recientes de isla Marambio, que se disponen en discordancia o paraconformidad sobre las anteriormente descritas. Se describen aquí las **Fm Hobbs Glacier** (Mioceno); **Fm Weddell** (Plioceno?) y las **Formaciones Superficiales** del **Cuaternario**.

### 4.1. FORMACIÓN HOBBS GLACIER (HGF). MIOCENO MEDIO-SUPERIOR

Los sedimentos que se describen bajo esta denominación afloran esporádicamente en el relieve culminante de La Meseta. Se trata de una diamictita de origen probablemente glaciario, que reposa en discordancia erosiva sobre los sedimentos más altos del alocmbro superior de la Fm Submeseta (Alm. Superior, 39; Alm. Submeseta III en el Mapa Geológico) y que registra unos 15 m de espesor máximo. Su límite superior es una superficie erosiva sobre la que se depositan los sedimentos glaciomarininos y Pliocuaternarios de la Fm Weddell.

Un depósito diamicítico en posición estratigráfica similar por debajo de la Fm Weddell citado en el extremo septentrional de La Meseta (sin precisión en su localización) había sido descrito previamente por Ivany *et al.* (2006) y atribuido al tránsito Eoceno-Oligoceno u Oligoceno inferior, en base a consideraciones estratigráficas, dataciones de Sr de los sedimentos infrayacentes a la diamictita (Dingle y Lavelle, 1998, Dingle *et al.*, 1998, Dutton *et al.*, 2002), y el hallazgo de un dinocisto propio del Oligoceno. Durante los reconocimientos efectuados en varias campañas y con diferentes coberturas de nieve, en secciones de esa zona de La Meseta, siempre se ha logrado identificar la Fm Weddell apoyada directamente sobre los sedimentos de la Fm Submeseta, pero nunca la presencia de esa unidad supuestamente oligocena.

Concheyro *et al.* (2007) plantean la duda de si estas nuevas diamictitas podrían ser parte de la Fm Weddell, contaminada con microplancton marino de los sedimentos eocenos previos. Sin embargo dicha diamictita, en la cartografía, se ha representado e incluido dentro de la Fm Hobbs Glacier (Pirrie *et al.*, 1997), por correlación con otros nuevos afloramientos cartografiados en este trabajo y reportados por Marensi *et al.* (2010), en base a consideraciones litológicas, contenido fósil y edades isotópicas que ofrecen una edad Mioceno medio-superior.

#### 4.1.1. Unidad cartográfica 40. Lutitas, diamictitas con bivalvos y briozoos

En la cartografía, esta unidad aparece situada en tres localidades en la parte superior del escarpe del replano de La Meseta y fosilizada por los depósitos de la Fm Weddell. El situado más al norte, está en las proximidades de la antena VOR del aeródromo de Marambio y podría corresponder al citado previamente por Ivany *et al.* (2006), quienes no precisan su ubicación exacta. No obstante, en los mismos afloramientos y en reconocimientos de campo

posteriores, solo se ha podido identificar la Fm Weddell. Los otros dos, de mejor exposición, se sitúan en el extremo opuesto, en el extremo más meridional de La Meseta, uno hacia la vertiente de la bahía López de Bertodano y el otro hacia el Mar de Weddell. Además, en campañas posteriores al año 2013 (año de la edición del mapa geológico), se recartografió la zona incluyendo una zona deslizada, que no aparece en el mapa editado, pero sí en el esquema de la Fig. 3.11. Al sur de la traza del deslizamiento se reconoce la misma serie de los afloramientos mencionados anteriormente (ver panorámica de la Fig. 3.16B).

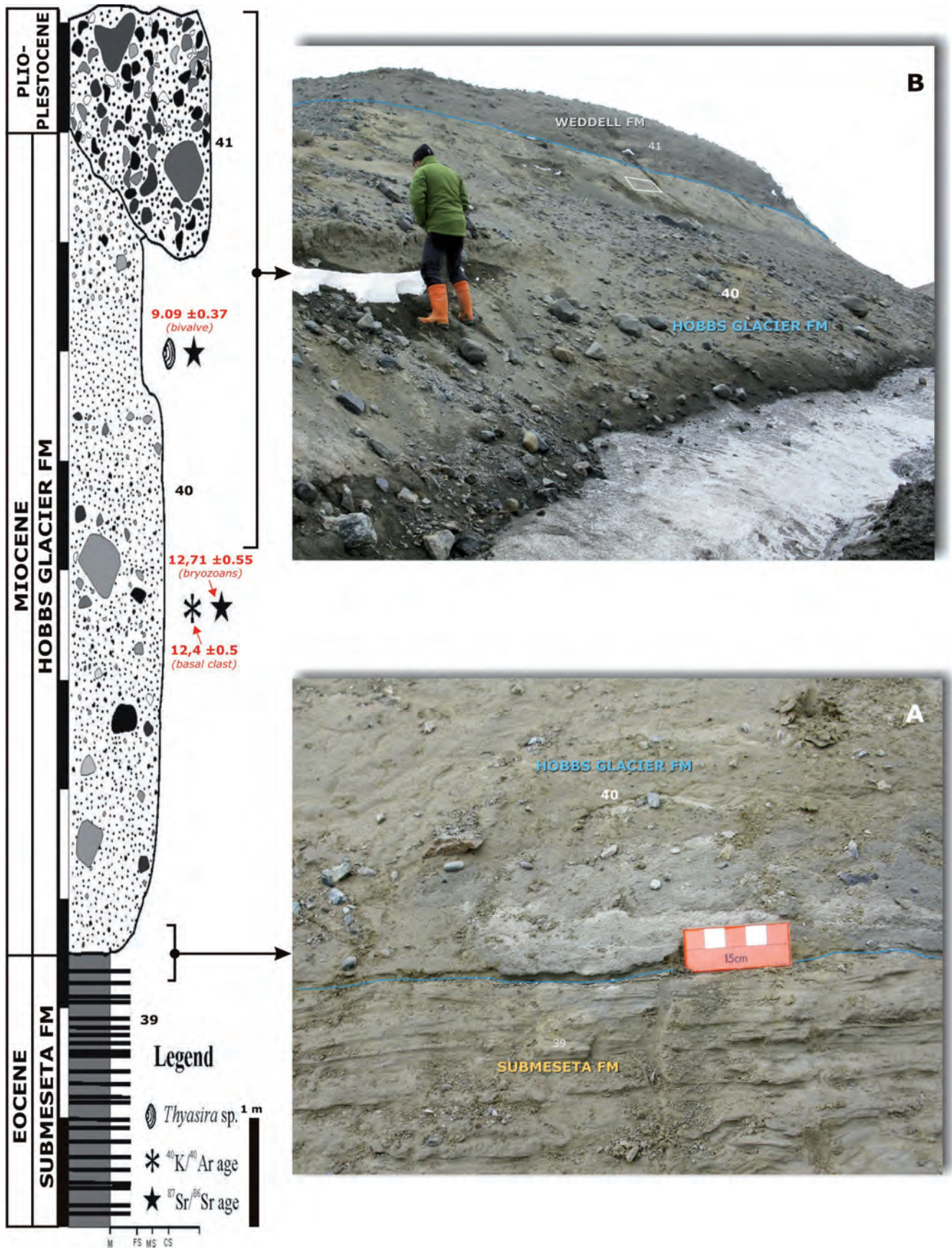
En estos dos afloramientos, los sedimentos se disponen en discordancia erosiva sobre la parte superior de la Fm Submeseta y a su vez están discordantemente recubiertos por los de la Fm Weddell.

El afloramiento de la vertiente del Mar de Weddell es sin duda, el descrito previamente por Zinsmeister y De Vries (1983), denominando informalmente como Fm Weddell, a todo el conjunto diamicítico, incluida la Fm Weddell, suprayacente. Estos afloramientos, cartografiados por primera vez en el trascurso de la realización del Mapa Geológico, constituyen la sección "A" de Marensi *et al.* (2010), (Figs. 4.1B, 4.2 y 3.16B). En ellos, el espesor máximo observado es de 7 m, estando su base recubierta por derrubios (Fig. 4.1). El afloramiento del SO de La Meseta constituye la sección "B" de Marensi *et al.* (2010), (Fig. 3.16B). Aquí se han medido 15 m de espesor apreciándose bien, tanto su base erosiva sobre la unidad infrayacente (Fig. 4.1A), como la discordancia de la Fm Weddell sobre su parte superior.

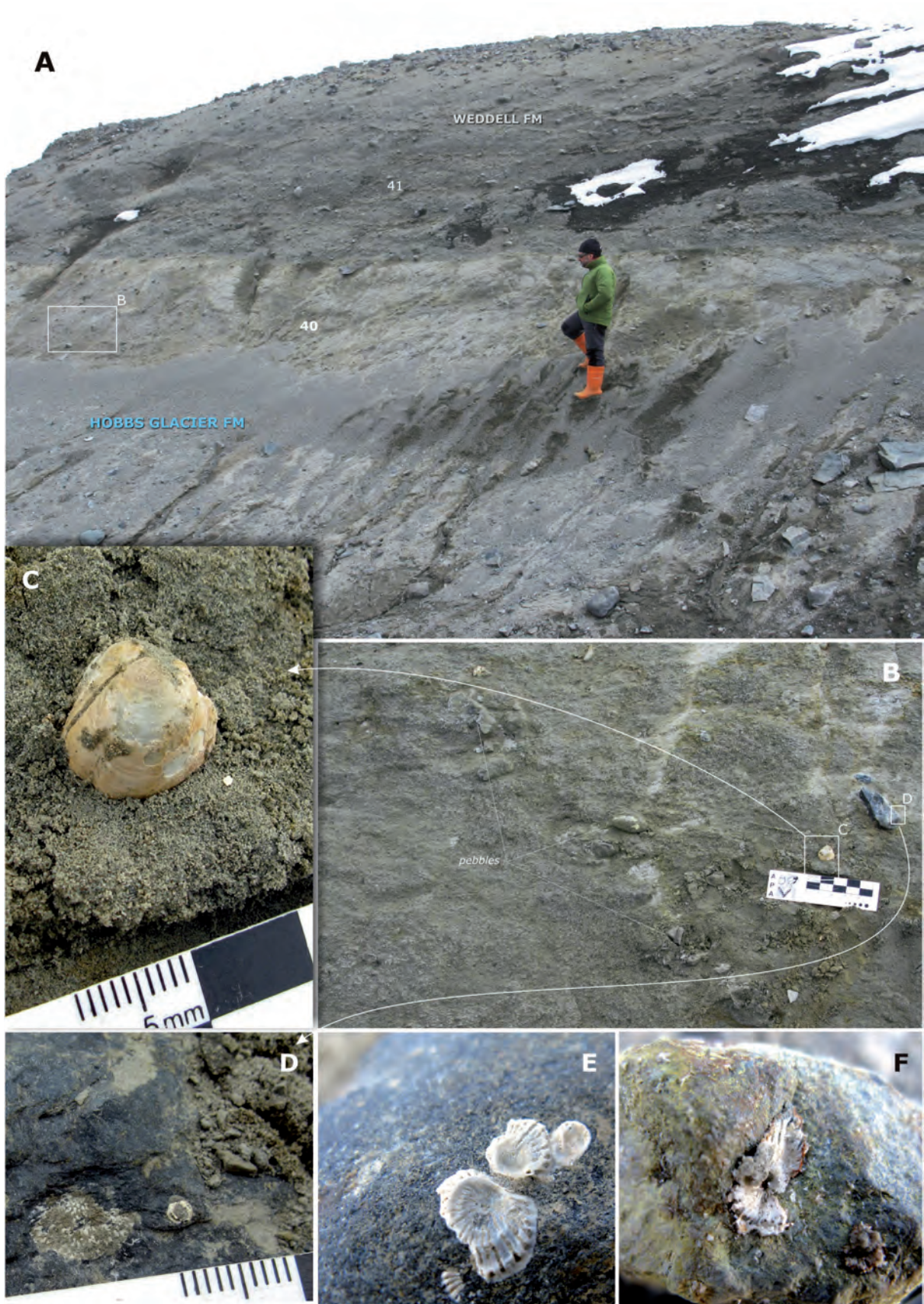
En el conjunto de las dos secciones, se han distinguido dos litofacies principales: una diamictita inferior de entre 4-5 m de espesor, soportada por una matriz masiva y por encima, unas areniscas con cantos subredondeados de 1,5-2 m de espesor.

La **diamictita** (4.2A y B), presenta de 15 a 20% de clastos y bloques de hasta 50 cm, aunque la mayor frecuencia se encuentra entre 10 y 15 cm. Los clastos son de naturaleza plutónica, basáltica y metamórfica, en su mayoría subredondeados, siendo algunos también angulosos. La matriz es arenoso-limosa de color grisácea amarillenta. La cantidad de arena aumenta hacia arriba a la vez que el tamaño y frecuencia de los clastos disminuyen hacia la transición con el tramo de areniscas y cantos dispersos. En estos niveles transicionales se han observado colonias de briozoos frecuentes, bien conservados en las superficies superior y laterales de los clastos (Fig. 4.2D). La **arenisca con cantos** se compone de arenas masivas con bloques y cantos de tamaño grava redondeados y angulosos, dispersos. En esas areniscas, se han encontrado bivalvos en posición de vida del género *Thyasira* sp. (Figs. 4.1, 4.2B y C).

Estos depósitos diamicíticos se interpretan como materiales arrastrados por un glaciar y depositados en un entorno marino. Sin embargo, no hay evidencia clara de la sedimentación directa por fusión del hielo (tillitas). Por otra parte, la presencia de fauna marina en posición de vida, sugiere un ambiente marino con afluencia episódica de material remobilizado de origen glacial, es decir depósitos glacio-marinos en un entorno próximo a la línea de tierra.



**Figura 4.1.-** Sección sintética de la Fm Hobbs Glacier (40), tomada de Marenssi *et al.* (2010) y modificada ligeramente. Se ubican en ella, las muestras datadas (cantos basálticos, colonia de briozoos y bivalvo *Thyasira* sp.), su edad y su método de datación. **A.-** Límite basal observado en el afloramiento de la vertiente occidental del extremo sur de La Meseta (ver Figs. 3.16B y 3.11). Sobre las limolitas y arenas finas laminadas (Alm. Superior de la SMF, 39), se dispone la diamictita de matriz arenosa masiva con cantos dispersos. **B.-** Sección de la Fm Hobbs Glacier en la vertiente oriental del extremo sur de La Meseta (Fig. 3.11), mostrando la diferenciación de la granulometría de la diamictita (gruesa abajo, fina arriba), que también aparece en la sección. El recuadro es la posición aproximada de la Fig. 4.2B.



**Figura 4.2.-** A.- Sección de la parte superior de la Fm Hobbs Glacier (40) en el afloramiento de la vertiente oriental del extremo sur de La Meseta (Figs. 3.16B y 3.11), en el que se aprecia el contacto neto y plano entre las limolitas claras con algunos bloques dispersos y el depósito superficial, más oscuro y heterométrico, correspondiente a la Fm Weddell (41). B.- Detalle del recuadro señalado en la imagen anterior con la matriz de arenas gruesas heterolítica con cantos y bloques dispersos y bivalvos. C.- Detalle del bivalvo *Thyasira* sp. D.- Detalle de bryozoo incrustante sobre uno de los cantos presentes en la diamictita. E y F.- Detalles de bryozoos incrustantes sobre cantos dispersos de la diamictita. Estos bryozoos también se encuentran en los cantos de la Fm Weddell (41), y significan una cierta permanencia de dichos cantos sobre el lecho submarino. Tanto en el bivalvo *Thyasira* sp., como en los bryozoos incrustantes, se realizaron dataciones absolutas de isótopos de Sr (Fig. 4.1, Marensi *et al.*, 2010).

El bivalvo *Thyasira* sp. es propio de ambientes pobres en oxígeno y con baja productividad lo que explicaría su monoespecificidad. Actualmente se encuentra en la parte exterior de la zona sublitoral interior y la zona sublitoral exterior de la plataforma continental (Marenssi *et al.*, 2010).

La edad de la formación se asigna en base a las dataciones obtenidas por Marenssi *et al.* (2010) en un canto de basalto ( $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ , roca total), de una colonia de briozoos ( $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ) y, de un espécimen de *Thyasira* sp. ( $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ ). La edad de los clastos de basalto es de  $12,4 \pm 0,5$  Ma, posiblemente uno de los más antiguos reportados en el Grupo Volcánico Isla James Ross. La edad de la colonia de briozoos incrustantes es de:  $>12,29$ - $12,71$ - $<13,04$ ;  $\sim 12,71 \pm 0,55$  Ma; y la edad del bivalvo es de:  $>8,74$ - $9,09$ - $>9,43$ ;  $\sim 9,09 \pm 0,37$  Ma.

Dichas edades son coherentes por una parte, con una colonización del bloque de basalto poco después de su erupción; y por otra con que la erosión glacial, su transporte mediante el hielo, y su sedimentación y colonización en el fondo marino, se hayan producido dentro de un corto período de tiempo (menos de 1 Ma). En cualquier caso, el inicio del evento glacial pudo haber acontecido poco después de 12,4 Ma en un contexto de vulcanismo subglacial. Después de ese evento, tuvo lugar en la región un período interglacial en el entorno de 9-10 Ma.

Así pues la edad de la Fm Hobbs Glacier en la isla Seymour sería Mioceno medio-superior (Serravaliense-Tortonense).

#### 4.2. FORMACIÓN WEDDELL (WF). PLIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO

El relieve más elevado de isla Marambio se localiza en su sector septentrional. La superficie culminante de este "relieve mesetiforme" (Rinaldi *et al.*, 1978), o simplemente "La Meseta" en sentido geomorfológico, aparece recubierta por los depósitos superficiales de origen glacial de la Fm Weddell.

La Meseta está construida mayoritariamente sobre los depósitos más o menos compactos o cementados del Eoceno superior de la Fm Submeseta, que buzan suavemente hacia el SE y, localmente sobre las diamictitas miocenas de la Fm Hobbs Glacier (40) (Marenssi *et al.*, 2010), mientras que la superficie culminante de la misma aparece recubierta por un delgado depósito suelto y heterométrico, tradicionalmente considerado como *till*.

Distintos autores han reconocido los depósitos asociados a dicha superficie, siendo Andersson (1906), durante la expedición Sueca al Polo Sur (1901-1903) liderada por Otto Nordenskjöld el primero que describe grandes bloques erráticos de origen glacial dispersos sobre este replano. Elliot *et al.* (1975), ya señalan en su cartografía esquemática, la presencia sobre la superficie de La Meseta de depósitos glaciares del "Terciario Superior-Cuaternario". Rinaldi *et al.* (1978), atribuyen estos sedimentos al Cuaternario, estando representados por gravas y bloques erráticos de composiciones diversas, abundando los metamórficos y graníticos procedentes de la Península Antártica y depositados por glaciares.

Malagnino *et al.* (1981, 1984), estudian esta delgada capa de *drift* precisando su composición, textura y espesor, y señalando que sus características resultan propias de una acumulación glacial por caída de bloques transportados por témpanos, interpretándolos por tanto, como depósitos glaciomarinos. Su hipótesis la refuerzan por la presencia de otros elementos diagnósticos como son, la presencia de fauna marina en el depósito y el hecho de que se encuentren entre 200-175 m de altura, coincidente a esas cotas, con la presencia en la región de plataformas marinas elevadas.

Elliot (1981), describe brevemente la geología glacial de Marambio, estudia la composición litológica del *drift* que se apoya sobre los depósitos eocenos y sugiere una sedimentación a partir de hielo flotante, asignándole una edad Cenozoico superior.

Zinsmeister y De Vries (1983), denominan informalmente a esta unidad como Fm Weddell y describen un afloramiento ubicado en el extremo SE de La Meseta, constituido por sedimentos glaciomarinos de unos 20 m de espesor de limolitas arenosas grises, poco consolidadas, de pobre selección y numerosos *dropstones*. Esta descripción muy probablemente sea, la primera que se realiza de la Fm Hobbs Glacier (40), posteriormente identificada y datada por Marenssi *et al.* (2010), pues el corte descrito está muy próximo al de la localidad "A" de estos últimos autores. Así pues, Zinsmeister y De Vries (1983), incluirían en la definición de la Fm Weddell, a los depósitos de la Fm Hobbs Glacier. Además, interpretan, que por la posterior alteración y erosión eólica de dichos depósitos, se origina el nivel superior de bloques erráticos (tipo pavimento desértico) que aparece recubriendo la superficie de La Meseta. Mencionan también que contienen gran número de palinomorfos retrabajados de los sedimentos cretácicos y terciarios infrayacentes, asumiendo que se han depositado durante el Neógeno-Cuaternario.

Rabassa (1982, 1984), de igual modo reconoció y subdividió el depósito de la Fm Weddell en dos tipos litológicos: un *till alojado* compuesto por bloques erráticos "fuertemente estriados en una matriz arcillo-arenosa", y por debajo un *till submarino*, en parte de fusión basal, inferido por la presencia de foraminíferos y otros microfósiles de origen autóctono por lo que dicha secuencia reflejaría el avance progresivo de una lengua glacial parcialmente flotante hasta que su línea de tierra toca los sedimentos glaciomarinos y deposita el *till alojado*.

Gazdzicki *et al.* (2004) presentan datos para la definición formal de estos depósitos como unidad litoestratigráfica con una nueva denominación: Fm Weddell Sea, completando ligeramente la inicialmente propuesta por Elliot (1981), a pesar de que, sorprendentemente, los cortes descritos por ellos se sitúan sobre el borde NO de La Meseta, frente a la bahía López de Bertodano. Describen dichos sedimentos como depósitos de un *till* de fusión de unos 4 m de potencia que recubren discordantemente a los materiales eocenos de la Fm La Meseta, observando puntualmente en algún afloramiento de dicho sustrato cementado, la presencia de estrías glaciares sobre ellos.

Por otra parte y conforme con los trabajos más recientes publicados de Ivany *et al.* (2006) y de Marenssi *et al.* (2010) donde se diferencian varias unidades de origen glacial culminando La Meseta y con diferentes edades, se ha preferido mantener la denominación (informal) de Fm Weddell en vez de la Weddell Sea propuesta por Gazdzicki *et al.* (2004), a la espera de que en el futuro, se haga un reconocimiento, con cartografía detallada y dataciones, a lo largo de todo el escarpe del borde perimetral de La Meseta, de todas estas unidades, incluida la somital (Fm Weddell), ya que surgen dudas de si cuando ésta se definió formalmente, podría estar incluyendo las reconocidas posteriormente y descritas por Ivany *et al.* (2006), dada la ubicación de su sección tipo.

##### 4.2.1. Unidad cartográfica 41. Limos arenosos, cantos y bloques. Tillitas

Esta unidad ocupa la superficie culminante del relieve de La Meseta (Figs. 3.16B, 3.28A y 3.31), distribuyéndose en dos amplios afloramientos superficiales contiguos, separados por una pequeña vaguada debida a la incisión fluvio-nival (Fig. 3.11). El mayor de ellos, y sobre el que se emplazan la pista del aeródromo y todas

las dependencias de la Base Aérea Marambio, muestra una forma irregular elongada en dirección NE-SO de unos 3,4 km de largo por unos 0,8 km de ancho. El menor, se localiza hacia el sector centro-septentrional del primero, ocupando una superficie de unos 0,4 km por 0,3 km, y alcanzando una cota máxima de 211,5 m en este sector.

La evolución morfológica de dicho relieve hace que el borde escarpado de La Meseta y gran parte de sus vertientes, aparezcan recubiertas por depósitos de derrubios más o menos recientes, procedentes de la removilización del *till* superficial. Sólo en determinados lugares de ese borde periférico, donde los derrubios superficiales han sido erosionados, unas veces en relación a circos de nivación o cicatrices de coronación de deslizamientos, y otras, por incisión vertical del *rills* asociados a la escorrentía superficial estival de fusión (Fig. 3.31), se pueden hacer observaciones locales sobre las características sedimentológicas, tanto de estos depósitos culminantes como del sustrato sobre el que se apoyan, Fm Submeseta (Eoceno Sup.- Oligoceno?) o Fm Hobbs Glacier (Mioceno medio-superior).

Lo más característico de esta unidad resulta, por tanto, su aspecto superficial plano con numerosos bloques erráticos de variado tamaño y composición. En los cortes observados se aprecia un aumento en la proporción de cantos y bloques hacia techo, que en superficie se manifiesta como un auténtico pavimento de cantos o superficie de crioplanación (Fig. 4.3A), cuyo origen se debe, por un lado, a la acción combinada de procesos postsedimentarios de removilización y acumulación del material grueso hacia la superficie (*upfreezing*) dentro de la capa activa (0-60 cm de profundidad) del *permafrost* (Corte, 1982), con el desarrollo de suelos estructurados (Malagnino *et al.*, 1981), y por otro, al lavado superficial y deflación de finos cuando la superficie no está congelada ni cubierta de nieve.

Sin embargo, en los perfiles observados, por debajo de este nivel superficial, el aspecto del sedimento es totalmente diferente, mostrándose como depósito matriz-soportado con cantos y bloques (Figs. 4.4 y 4.6). En general, corresponden a una delgada unidad que varía entre los 3-5 m de espesor, constituida por diamictitas y limolitas arenosas de pobre selección que contiene abundantes cantos dispersos. Al tratarse de un depósito diamictítico muy heterogéneo, el aspecto, la proporción y la composición litológica de los clastos así como sus tamaños son muy variables, dependiendo del afloramiento concreto.

El depósito está compuesto por una fracción clástica gruesa, típica en las acumulaciones de *till*. Excepcionalmente el bloque errático de mayores dimensiones, supera los 10m<sup>3</sup> y se localiza hacia el extremo SO de La Meseta. Litológicamente corresponde a unos esquistos negros con venillas de cuarzo replegadas con aspecto de tectofacias similares a las descritas en la Península Antártica (Grupo Trinity Península) (Fig. 4.3B). Otros bloques métricos corresponden a granitoides (granitos, andesitas vesiculares, etc.), esquistos metamórficos, conglomerados de clastos basálticos (Fig. 4.3C) y basaltos, estos últimos de menor tamaño. En alguna sección se ha podido observar bloques deformando la laminación de los sedimentos infrayacentes, lo que permitiría interpretarlos como *dropstones* depositados sobre el lecho marino desprendidos de esos hielos flotantes (Fig. 4.4D y E). En algunos casos, los hielos habrían llegado a tocar fondo, dando lugar a las estrías de arrastre sobre depósitos *in situ* y que pueden observarse cerca del VOR próximo a la base (Fig. 4.5).

La fracción intermedia corresponde a gravas y arena gruesa y la fina a arenas finas y arcillas, en general de tonalidades marrones grisáceas (Fig. 4.4C).

En cuanto a la composición de los clastos, Rabassa (1984), muestra la siguiente distribución por litologías para 50 bloques (>0,60 m) en el extremo NO de La Meseta (entorno del VOR): rocas graníticas y otras plutónicas: 54 %; metamórficas: 22%; vulcanitas básicas: 10%; vulcanitas y tobas ácidas: 4%; rocas sedimentarias: 4%.

Dicha composición revela que más del 90% guardan afinidades litológicas directas con rocas aflorantes en la Península Antártica, mientras que otros son fragmentos de rocas volcánicas derivadas del Grupo Volcánico James Ross. Los clastos de rocas sedimentarias constituyen un escaso porcentaje de los mismos. Entre ellos, los más abundantes o más fácilmente reconocibles, corresponden a concreciones de areniscas con bivalvos eocenos muy abundantes en la unidad infrayacente de la SMF (39), o con ammonites y rotularias del Cretácico Superior (LBF) y otras rocas sedimentarias como pizarras y areniscas grauváquicas del Grupo Trinity Península.

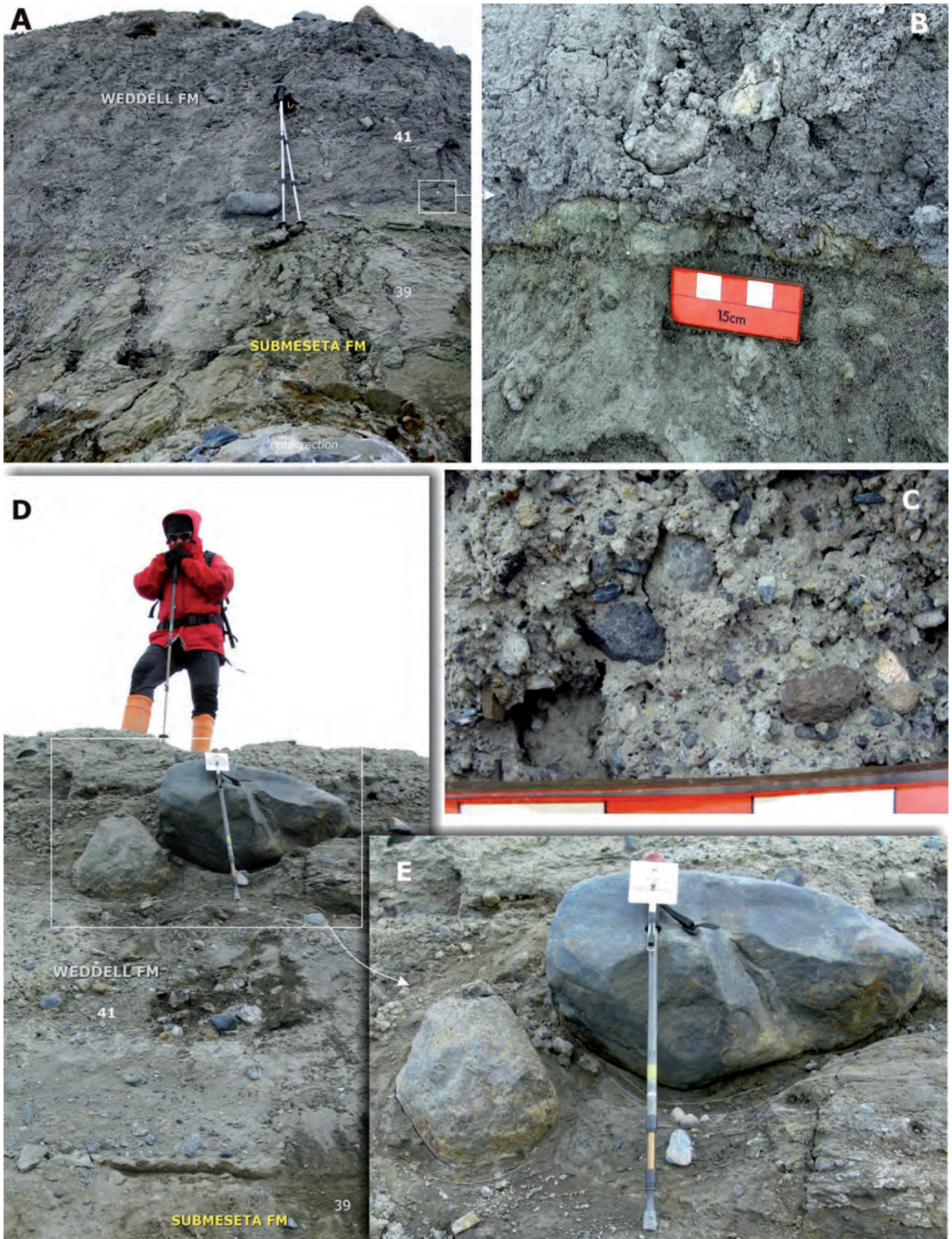
En el extremo septentrional de La Meseta existen al menos tres secciones de la unidad, con buen afloramiento. Dos de ellos se localizan en el borde meridional y el tercero en el borde opuesto. Los dos primeros están junto a las instalaciones de la base, siendo el más completo en cuanto a espesor (2-3 m), el que se encuentra a escasos 50 m al SE del edificio-comedor, donde en la parte superior de La Meseta, aparece un gran bloque errático justo en el escarpe desnudo de la parte superior de la vertiente y topográficamente por encima del depósito coluvionar de la misma. El afloramiento del depósito la Fm Weddell (Fig. 4.6B) se dispone, mediante un contacto bastante plano, sobre un nivel verde (y/o anaranjado por alteración) inferior al metro de areniscas glauconíticas de la Fm Submeseta y por encima de ellas el sedimento de la diamictita. La parte inferior (0.5-1 m) presenta menor proporción de cantos y más pequeños que la superior (2 m), con clastos tamaño bloque. Los cantos mayores suelen ser subredondeados mientras que en la fracción menor los clastos son angulosos a subangulosos. La matriz es una limolita arenosa de color gris claro (N7-código color) ligeramente compactada en la parte superior, y más suelta y algo más oscura o marrón (5Y/R 6/1) en la inferior. Siguiendo ese mismo escarpe unos 100-150 m hacia el norte, se reconoce esta misma serie, destacando sobre un tramo de areniscas glauconíticas mucho más potente.

En el escarpe oriental del saliente de La Meseta que aparece a unos 600 m al S-SO de la base (zona de "la chacarita"), y a cota ya ligeramente más baja (194 m), aflora con la misma disposición la parte basal de la unidad de apenas 1 m de espesor.

Frente a la base y en el borde NE de La Meseta, 400 m al SO de la sección M4 (Figs. 3.11 y 3.31) y cercano a "las cruces" del borde del escarpe, se encuentra otro corte, prácticamente vertical, donde aflora la Fm Weddell a lo largo de más de una decena de metros (Fig. 3.38C). La unidad infrayacente corresponde a arenas compactas de la Fm Submeseta (Alm. Superior, 39) que muestra grandes concreciones cementadas que contienen algunas conchas de bivalvos de *Cucullaea* y *Eurhomalea* principalmente, alineadas en niveles según los planos de estratificación (Figs. 3.38C y 4.4A). Hacia la parte superior se observa una superficie plana, ligeramente inclinada hacia el SO (Fig. 4.4B), que la va suavemente biselando. Por debajo de dicha superficie o en relación a ella, aparece un nivel glauconítico que impregna de color verde (5GY 5/2) el corte. Sobre el nivel glauconítico, se dispone la base erosiva de la Fm Weddell (Fig. 4.4B), representada por 1-2 m de limos arcillosos con cantos y bloques dispersos, más abundantes hacia techo (Figs. 4.4A y B), que destacan por su intenso color marrón oscuro (5Y/R 3/2).



**Figura 4.3.-** A.- Superficie plana horizontal, representada por un "pavimento de cantos", que configura el plano culminante de La Meseta de isla Marambio correspondiente al techo de la Fm Weddell. Detalle mostrando la heterometría y heterogeneidad del depósito. B.- Bloque errático de grandes dimensiones (10 m<sup>3</sup>) cerca del extremo SE de La Meseta, (al fondo la base Marambio). Se trata de una roca de esquistos negros intensamente deformados (detalle), que destaca sobre la superficie culminante de la Fm Weddell y cuya litología es exótica respecto al entorno insular de Marambio. C.- Bloque errático de brecha volcánica basáltica con matriz palagonítica similar a la descrita en la Fm Cockburn Island de edad Plioceno.



**Figura 4.4.-** A.- Base de la diamictita de la Fm Weddell sobre las areniscas ricas en glauconita (verde) de la parte superior de la Fm Submeseta (Alm. Superior, 39), cerca de la sección M4 (Figs. 3.11 y 3.31). En la parte inferior aparecen concreciones con bivalvos. B.- Detalle de la superficie erosiva de la diamictita de la Fm Weddell. C.- Aspecto de la heterogeneidad y la heterometría de la matriz de la diamictita de la Fm Weddell (41). D.- Aspecto de la sección de la Fm Weddell en afloramientos cercanos a la cabecera de la pista de aterrizaje (NE de La Meseta), mostrando el contacto con la Fm Submeseta y el gran tamaño de los bloques (bastón 0,75 m). E.- Detalle con los bloques deformando la laminación infrayacente que sugiere su interpretación como *dropstones*.



**Figura 4.5.-** Concreciones de bivalvos de la parte superior del Alm. Superior (39) de la Fm Submeseta. **A.-** como bloque incorporado a la diamictita. **B.-** *in situ*, en el contacto con la diamictita de la Fm Weddell (zona del VOR). En ambos casos se muestra una superficie pulida y estriada debida probablemente al contacto de hielos flotantes con el sustrato rocoso del lecho marino previo al depósito de la Fm Weddell.

La heterogeneidad y heterometría del depósito y en general, las características sedimentarias de las diamictitas de la Fm Weddell, hacen que estos depósitos se hayan interpretado como sedimentos de origen glaciar.

La frecuente selección vertical de bloques gruesos arriba y finos debajo, ya había sido observada e interpretada previamente por Corte (1982), como un proceso criogénico, consecuencia de la removilización del sedimento dentro de la capa activa superficial (aprox. 50 cm) del perfil del permafrost. A veces estos procesos no afectan a todo el sedimento y entonces el depósito resulta más homogéneo, sin que se aprecie la mencionada selección vertical en los bloques. Este es el caso de los afloramientos de la Fm Weddell en el borde S de La Meseta (Figs. 4.2A y 4.6A).

La presencia de organismos marinos como colonias de briozoos incrustantes sobre algunos de los cantos (Fig. 4.4E y F), sugiere un cierto periodo de permanencia de dichos cantos sobre el lecho submarino. Algunos grandes bloques con laminación deformada subyacente (Fig. 4.4D y E), hace que puedan interpretarse como *dropstones* proveniente de témpanos a la deriva o de barreras de hielo flotante. Por último, las superficies pulidas y estrias glaciares en el techo de las areniscas cementadas eocenas subyacentes (Fig. 4.5) y también sobre las superficies de bloques incorporados al depósito y procedentes de las unidades superiores del sustrato, sugiere que los hielos habrían llegado a tocar fondo, dando lugar a dichas estrias de arrastre. Así mismo, la parte superior más gruesa de los depósitos, no se descarta que puede deberse a depósitos de morrena interna debida a la progradación glaciar (Rabassa, 1984; Gazdzicki *et al.*, 2004).

En cuanto al contenido faunístico, la fracción fina proporcionó restos de fauna marina (Malagnino *et al.*, 1981), principalmente fragmentos redondeados de conchillas, probablemente pelecípodos, espículas de esponjas en perfecto estado de conservación y algunos foraminíferos y palinomorfos que parecen proceder de sedimentos cretácicos y cenozoicos erosionados, junto con otros semejantes a especies actuales. Este contenido de microfósiles resedimentados en la matriz arenosa y también citada por Gazdzicki *et al.* (2004), hace poner en duda la atribución oligocena de la "diamictita" citada por Ivany *et al.* (2006), sobre la Fm

Submeseta, puesto que el taxón oligoceno citado en ese trabajo también puede estar resedimentado.

Algunos de los bloques erráticos de la WF, corresponden a conglomerados de clastos basálticos (Fig. 4.3C) identificados como derivados de la Fm Cockburn Island, que en la isla homónima llevan asociados una coquina de bivalvos del género *Pecten* de edad Plioceno. La matriz arcillosa amarillenta de este conglomerado contiene el característico foraminífero bentónico *Ammonoelphiella antártica*, que por el momento parece ser un buen fósil guía del Plioceno para este ámbito antártico, y otros de la familia Cassidulinidae (Gazdzicki *et al.*, 2004). Dado que los cantos han sido transportados, la edad del depósito sería pues post-Plioceno superior o Cuaternario (Pleistoceno inferior). Sobre cantos de esquistos negros metamórficos aparecen bien conservados, colonias de briozoos incrustantes semejantes a los de *Escharella* sp. (Fig. 4.2E y F), citados por Gazdzicki *et al.* (2004).

Así pues la edad atribuida para la Fm Weddell (41) sería Plioceno superior-Pleistoceno.

### 4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES. CUATERNARIO

Se describen aquí todo el conjunto de depósitos con diferente génesis y limitada extensión superficial que recubren el sustrato y originados en edad cuaternaria. Dichos depósitos se tratarán con mayor detalle en el capítulo de Geomorfología.

#### 4.3.1. Unidad cartográfica 42. Limos, arenas y gravas. Fondo de valle y terrazas

Las condiciones climáticas de la isla de tipo subpolar semiárido, con temperatura media anual de  $-10^{\circ}\text{C}$  y máximas ocasionalmente positivas durante el verano; y precipitaciones que no superan los 250 mm anuales, de los que un máximo del 20% es en forma líquida, hacen que la escorrentía superficial sea escasa y limitada a la temporada estival (diciembre-febrero). Dicha escorrentía tiene dos orígenes: la ablación (fusión) de las acumulaciones de nieve y la descarga del acuífero superficial estival, relacionado con el desarrollo de la capa activa del permafrost y la fusión del hielo contenido en ésta (Silva *et al.*, 2000; Silva, 2003).



**Figura 4.6.- A.-**Detalle del corte de la Fig. 4.2A (extremo S de La Meseta), con los depósitos basales de la Fm Weddell (41) de granulometría homogénea y no afectados por procesos secundarios de crioturbação. En dicho depósito, mayoritariamente constituido por limolitas arcillosas, se aprecia una cierta laminación horizontal y una mayor proporción de cantos y bloques respecto a la unidad infrayacente HGF (40). **B.-** Sección de la WF próxima a la base (unos 50 m del edificio comedor). Sobre los depósitos de la Fm Submeseta (Alm. Superior, 39) que culminan con un nivel glauconítico verde (y/o anaranjado por alteración), se dispone una parte inferior (0,5-1 m) de diamictita con menor proporción de cantos (soportados en la matriz) y más pequeños que la superior (2m), con clastos de tamaño bloque. Esta diferenciación granulométrica se interpreta debida a procesos de crioturbação posteriores al depósito. Obsérvese la diferencia con la imagen A.

Estos depósitos están relacionados con las aguas de escorrentía superficial concentrada en los cursos fluviales de régimen temporal y de caudal muy limitado, activos sólo durante la época estival que aparece bien desarrollada por la totalidad de la superficie de la isla. Se corresponden con llanuras aluviales o fondos de valle desarrolladas en los tramos medios y bajos de los cursos principales donde se atenúa el encajamiento y en los que dominan

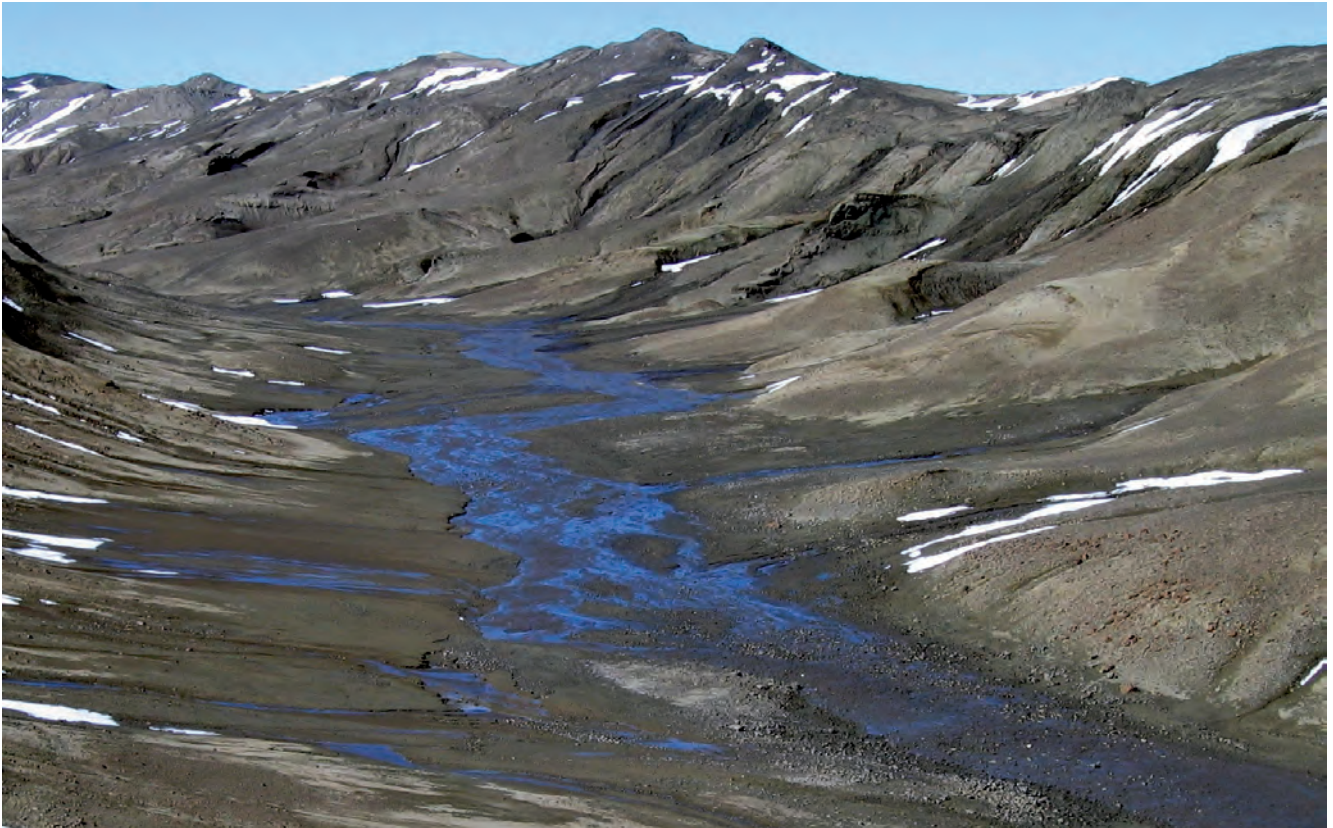
los procesos de acreción o aluvionamiento. En dichos tramos, el perfil transversal adopta la forma de valles en artesa sencilla, en los que se dispone la llanura aluvial ligeramente encajada ocupando a modo de cinta o franja la parte más deprimida del valle previamente excavado (Figs. 4.7, 4.8, 4.9 y 4.10). Cuando los depósitos aluviales quedan topográficamente colgados o abandonados, pasan a considerarse terrazas.



**Figura 4.7.-** Panorámica, desde el borde del extremo sur de La Meseta, mostrando la amplia llanura aluvial arenosa (depósito de fondo de valle) del cañadón Díaz desde su tramo medio, hasta su desembocadura estuarina en la bahía López de Bertodano, al fondo. En contraste, los cursos secundarios (primer plano), presentan elevada pendiente y una fuerte incisión, depositando toda su carga en forma de abanicos en su confluencia con la corriente principal.



**Figura 4.8.-** La amplia, plana y extensa llanura aluvial (depósito de fondo de valle) del cañadón Díaz (Fig. 4.7), está conformada por un conjunto de barras arenolimosas y múltiples canales de poca profundidad (*braided stream*) con alta carga de fondo, funcionales de forma intermitente y estacional.



**Figura 4.9.-** Vista hacia el ENE de los depósitos aluviales de una corriente que discurre subparalela al Filo Negro (relieve al fondo). Los depósitos de fondo de valle engloban a la llanura aluvial s.s., a pequeños abanicos de afluentes secundarios y a las terrazas apenas encajadas respecto al cauce activo. Los sedimentos transportados y depositados corresponden a arenas y limos como material más fino; y a partículas gruesas de cantos y gravas, procedentes de la erosión del haz de diques basálticos próximos y de concreciones de arenisca o presentes en el sustrato principalmente cretácico por el que discurre y que conforma ambas vertientes del valle.



**Figura 4.10.-** Vista hacia el SO de los depósitos de una llanura aluvial amplia y plana, subsidiaria de la Quebrada Larga. Los depósitos de fondo de valle engloban a la llanura aluvial s.s. (funcional) y a las terrazas apenas encajadas respecto al cauce activo y con presencia de eflorescencias salinas (blancas). Los sedimentos transportados y depositados corresponden mayoritariamente a finos constituidos por arenas y limos, aunque en la terraza de la izquierda aparecen también algunos cantos y gravas, procedentes de concreciones de arenisca o fragmentos de las mismas del sustrato cretácico por el que discurre.

Dada la escala del mapa en esta unidad cartográfica aparece representada no sólo la llanura aluvial s.s., sino también y agrupados con ella, pequeños conos aluviales depositados en las orillas en las desembocaduras de los arroyos secundarios o de los nichos de nivación, los abanicos aluviales de mayores dimensiones y menor pendiente en las confluencias de cursos mayores e incluso pequeños sectores de la llanura aluvial, colgados algunos decímetros y por tanto no funcionales (Figs. 4.9 y 4.11), donde es frecuente la presencia de eflorescencias salinas en la superficie (Fig. 4.10).

Estas llanuras aluviales actuales con poca inclinación y una relación anchura/profundidad alta, presentan, en general, escorrentía estacional baja y muy variable, incluso a lo largo del día en función de la temperatura ambiente y la insolación (Silva *et al.*, 2000). Aparecen surcadas por característicos canales múltiples de fondo plano de tipo trenzado (*braided*), que dejan barras emergentes o médanos detríticos no estabilizados donde se acumulan fundamentalmente arena, limo y arcilla procedentes de la alteración y erosión de las litologías del sustrato, en general poco consolidadas, por donde discurren (Fig. 4.7). También incorporan cantos y gravas procedentes de la disgregación de niveles cementados de areniscas, de las numerosas concreciones que presentan (Fig. 4.11) y, localmente, de los diques basálticos que afloran en determinados sectores de la isla (Fig. 4.9). En el sector de La Meseta es frecuente también que incorporen cantos con litologías exóticas procedentes del desmantelamiento tanto de la Fm Weddell que recubre la superficie somital de La Meseta, como de las acumulaciones de ladera periféricas a ésta, cuyas litologías más gruesas y resistentes proceden igualmente de la erosión de aquella.

#### 4.3.2. Unidad cartográfica 43. Arenas, gravas y limos. Abanicos aluviales

Los abanicos aluviales son formas de acumulación generadas por un curso fluvial encauzado que deposita su carga donde desemboca o emerge en una zona de menor pendiente y de relieve no confinante, es decir, en zonas con marcado contraste orográfico como relieves y piedemonte, o amplios valles intermontanos.

La carga sólida transportada está relacionada directamente con la naturaleza del área fuente, que en este caso mayoritariamente es de arenas y limos y en menor proporción gravas y cantos de areniscas, habitualmente fragmentos de las abundantes concreciones cementadas del sustrato. La modalidad de estos depósitos sigue una dinámica característica proximal-distal, tanto en las facies como en granulometría, por lo que los mayores tamaños aparecen en las zonas apicales.

En el mapa se han agrupado todas las formas que tienen este origen independientemente del dominio morfogenético donde aparecen. Así, aparecen representados principalmente, en dos entornos diferentes: en el Valle de las Focas (extremo septentrional de la isla); en la caleta Larsen y a lo largo de la costa, donde se desarrolla el de mayores dimensiones, con cerca de 300 m de radio.

En el Valle de las Focas, son abanicos aluviales y conos al pie de las vertientes que configuran el valle y periféricos a la amplia llanura aluvial colectora, de corto recorrido que discurre por la zona más deprimida (Fig. 4.12). En caleta Larsen, forman una orla continua de abanicos solapados a modo de piedemonte o



**Figura 4.11.-** Aspecto de los depósitos de una terraza aluvial de un afluente de la Quebrada Larga. La terraza se dispone de modo asimétrico en su margen izquierda, apenas colgada unos decímetros respecto al cauce activo que discurre junto al escarpe de erosión de la margen opuesta. Los depósitos de fondo de valle cartográficamente engloban a dicha terraza y a la llanura aluvial s.s. (funcional). Los materiales transportados por esta corriente, corresponden a arenas y limos junto con cantos y gravas procedentes de fragmentos de concreciones del sustrato cretácico. Los cantos mayores alcanzan los 15 cm, variando de subangulosos a subredondeados. El aspecto superficial de "canturreal" suelto con escasos "finos", se debe a la fuerte acción eólica que arrastró estos últimos.

bajada, que enlaza los fuertes relieves de La Meseta y la llanura litoral (Fig. 4.13). En el mapa geomorfológico se han representado como abanicos deltaicos (*fan delta*), al igual que otros si-

milares de menores dimensiones, que aparecen más al sur, en el entorno de la Pingüinera (costa del Mar de Weddell cerca de punta Pingüino).



**Figura 4.12.-** Vista hacia el NNO (cabo Wiman) del Valle de las Focas, que se abre hacia la bahía López de Bertodano, en el extremo septentrional de la isla. Este valle amplio y plano y de corto recorrido, aparece enmarcado entre laderas de fuerte pendiente incididas por numerosos chorrillos que, al alcanzar el fondo y perder pendiente, depositan su carga formando todo un conjunto de abanicos aluviales solapados formando sendas "bajadas" que acaban concentrando los flujos en un colector principal central. Dicho flujo, cerca de su desembocadura, es desviado hacia la izquierda por una importante cola de nieve que, aunque no siempre está presente, los limos eólicos acumulados sobre ella conforman una pequeña elevación a modo de dique.



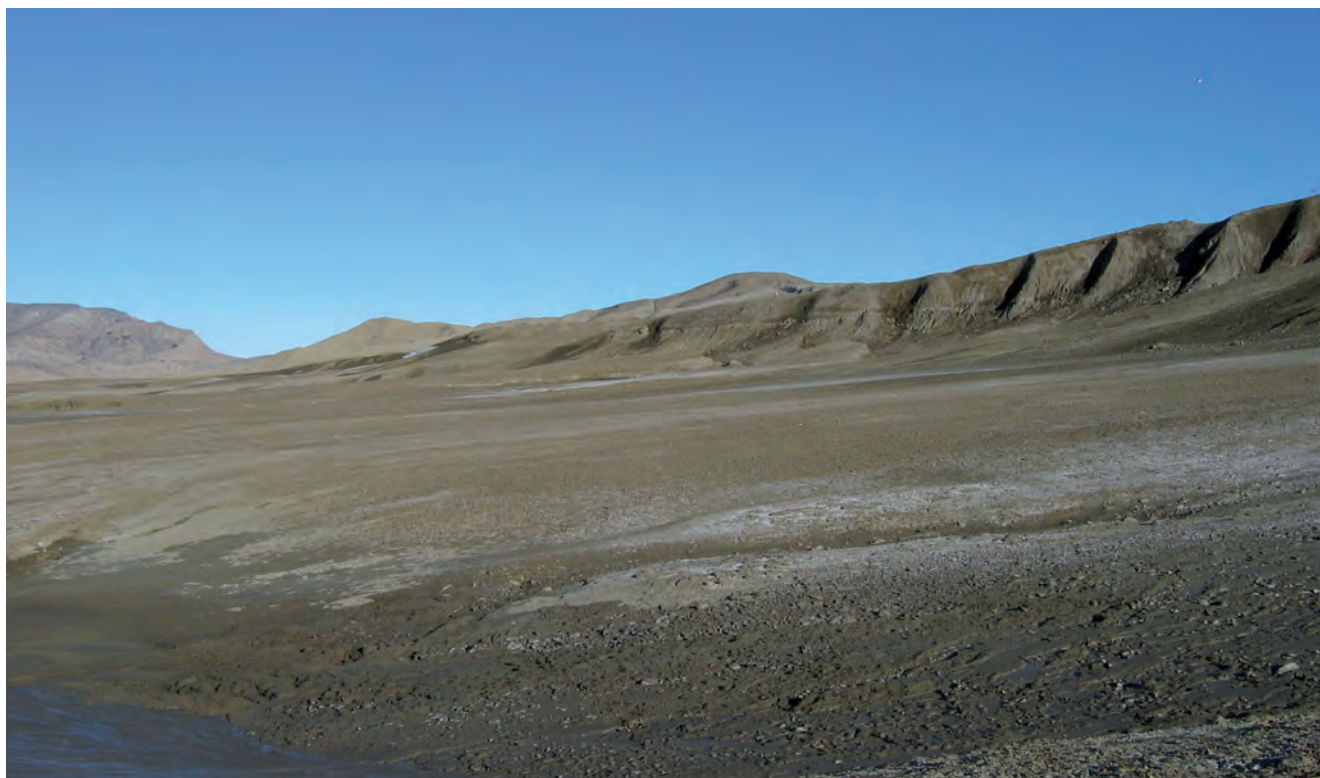
**Figura 4.13.-** Vista parcial hacia el SE del margen litoral septentrional de la caleta Larsen conformado por una sucesión de amplios abanicos aluviales solapados procedentes de los relieves del NE de La Meseta y que desembocan directamente al Mar de Weddell (*fan deltas*). Los abanicos, aparecen retrabajados al pie, originando un cordón o playa de gravas conformando un pequeño relieve o *berma* que aparece cortado esporádicamente por algunos pequeños arroyos para dar salida a la escorrentía superficial.

También se han señalado como abanicos aluviales todo el conjunto de pequeños depósitos solapados de piedemonte que aparecen en el sector sur de la bahía López de Bertodano. Dichos

depósitos arrancan de un frente escarpado (paleoacantilado?) surcado por numerosos *gullies* cuya escorrentía los alimentan (Figs. 4.14 y 4.15).



**Figura 4.14.-** Perfil plano ligeramente convexo de uno de los abanicos aluviales (*fan delta*) del extremo meridional de la caleta Larsen (Fig. 4.13). En la imagen se puede apreciar la suave pendiente deposicional que presentan sus depósitos areno limosos con algunas gravas dispersas, hasta enlazar con la llanura intermareal arenosa que conforma la singular flecha litoral del extremo de la caleta.



**Figura 4.15.-** Amplia y suave "bajada" ligeramente incidida y conformada por todo un conjunto de pequeños abanicos aluviales solapados. Los depósitos se enraízan en los *gullies* al pie de los nichos de nivación desarrollados sobre un escarpe de sustrato cretácico (derecha). En su parte más distal (hacia la izquierda), dichos abanicos enlazan con una terraza marina (+5 m) presente en el margen meridional de la bahía López de Bertodano. Al fondo a la izquierda, el relieve del extremo SE de La Meseta.

### 4.3.3. Unidad cartográfica 44. Gravas, arenas y limos. Depósitos de Ladera

Las laderas o vertientes, en estos ambientes, están sometidas a la acción conjunta de las dinámicas gravitacional y periglacial. Los materiales resultantes de la erosión o destrucción de la parte alta de la ladera (escarpe o cornisa), se desplazan ladera abajo por gravedad, acumulándose en la parte distal y formando una ladera de detritos o formación superficial coluvionar que enmascara el sustrato.

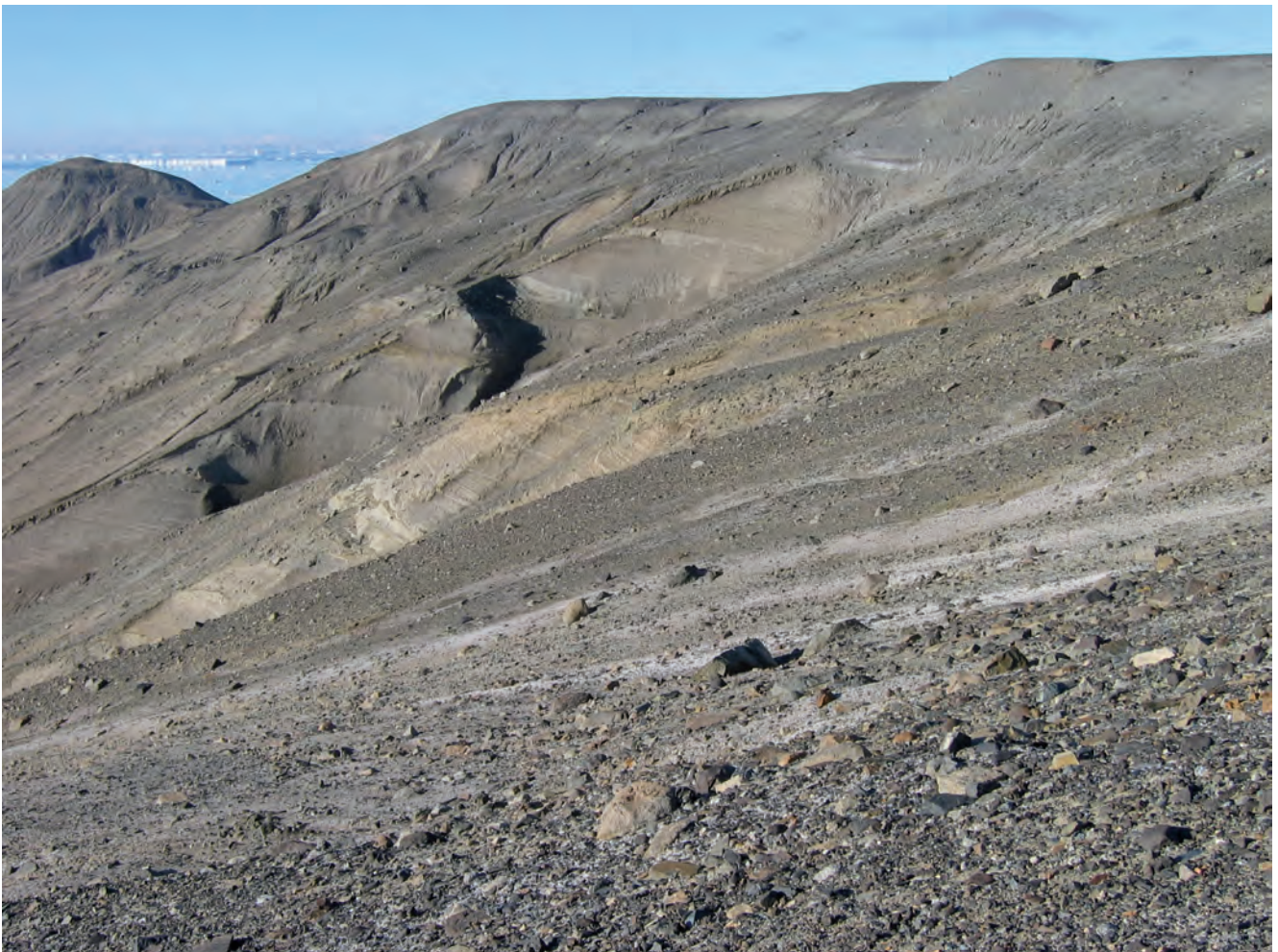
En ambientes periglaciares los procesos de reptación por helada (*frost creep*) y la gelifluxión (flujo producido por la fusión del hielo relacionados con los ciclos hielo-deshielo y que afectan, por tanto, a la parte superior del permafrost), son importantes y se producen en casi todas las laderas de materiales no consolidados, incluso con pendientes extraordinariamente bajas. La gelifluxión está reforzada por la presencia de la capa inferior del suelo helado, que impide la percolación vertical del agua de la capa activa; mantiene la saturación provocada por la fusión del hielo de la nieve; y favorece su movimiento lateral a favor de la pendiente.

La litología de estos depósitos es variada, dependiendo del sustrato litológico que los origine, es decir, del aflorante en la parte alta de la ladera. Mayoritariamente presentan una matriz limo-

arenosa más o menos abundante y cantos y bloques de origen variado: areniscas, concreciones u otras litologías heredadas de origen metamórfico, ígneo o sedimentario. Estas litologías totalmente exóticas respecto al sustrato de la isla, son procedentes del desmantelamiento de los depósitos superficiales de la Fm Weddell, que recubre actualmente La Meseta, pero que en el pasado tuvo un desarrollo mucho mayor (Figs. 4.16, 4.17 y 4.18).

El sustrato rocoso de la isla, está constituido mayoritariamente por rocas detríticas finas consistentes en arenas, limos y arcillas compactadas pero escasamente cementadas que, bajo las condiciones climáticas de la isla, sufren intensos procesos de meteorización física por crioclastia o gelifracción. Estas condiciones, en general conducen a la desagregación o fragmentación superficial de las rocas con la consiguiente formación del *crioeluvium* (limo criogénico) superficial. Sólo determinados niveles más compactos de areniscas o de brechas de coquina cementadas totalmente o parcialmente en forma de concreciones, son capaces de proporcionar por crioclastia fragmentos mayores acumulables en la delgada capa de detritos. El espesor de los mismos rara vez supera el metro, reduciéndose en la mayoría de los casos a 30-50 cm.

La totalidad de los depósitos de ladera que aparecen señalados en la cartografía se sitúan sobre las vertientes del relieve que configura La Meseta (Figs. 4.16 y 4.17) o las de otros relieves periféricos



**Figura 4.16.-** Panorámica hacia el N de la vertiente suroccidental de La Meseta (hacia la bahía López de Bertodano). Gran parte de dicha vertiente con pendiente bastante regularizada, aparece recubierta de forma discontinua por derrubios de ladera ( $\leq 0,5$  m) que forman diversas acumulaciones estrechas y alargadas siguiendo la pendiente, debido a la fuerte incisión por *gullies* muy intensa en las vertientes de La Meseta. Los diferentes depósitos diamictíticos glaciomarininos con los que culmina dicho relieve y, principalmente la Fm Weddell (cornisa superior), proporcionan la variada composición litológica y tamaños de los clastos de estos depósitos coluvionares.



**Figura 4.17.-** Aspecto superficial de uno de las acumulaciones de ladera relictas en la vertiente NE de La Meseta (cerca de la Base Marambio). Los clastos de variadas litologías, formas y tamaños, provienen de la Fm Weddell culminante y, en menor proporción, de los diferentes niveles de concreciones de arenisca presentes en la Fm Submeseta y que constituye, en esta zona, la totalidad del sustrato de la vertiente.

a esta (Fig. 4.18), situados al norte. En el resto de las zonas tienen escasa entidad, pues la totalidad de la isla está sometida a un intenso régimen erosivo, de tal modo que las laderas están desnudas, aflorando directamente el sustrato o cantos residuales dispersos sobre éste. En este caso se debe a que la producción de clastos desde la parte superior es escasa, por el tipo de litología o lo limitado del afloramiento, como ocurre en las vertientes que culminan con las crestas de los diques. En muchos casos, estos cantos residuales, mayoritariamente concreciones, acaban concentrándose en el fondo de los regueros y *gullies* que surcan la vertiente.

En el caso de los depósitos de ladera periféricos a La Meseta, es el propio depósito de la Fm Weddell con abundantes cantos, el que actúa como cobertera protectora frente a la erosión (incisión fluvial), reconociéndose acumulaciones de ladera relictas en forma de facetas triangulares de ladera o *talus flatirons* (Gutiérrez *et al.*, 2011), que indicarían una alternancia de etapas acumulativas y erosivas (Fig. 4.18).

#### **4.3.4. Unidad cartográfica 45. Arenas, gravas y limos. Depósitos litorales y terrazas marinas**

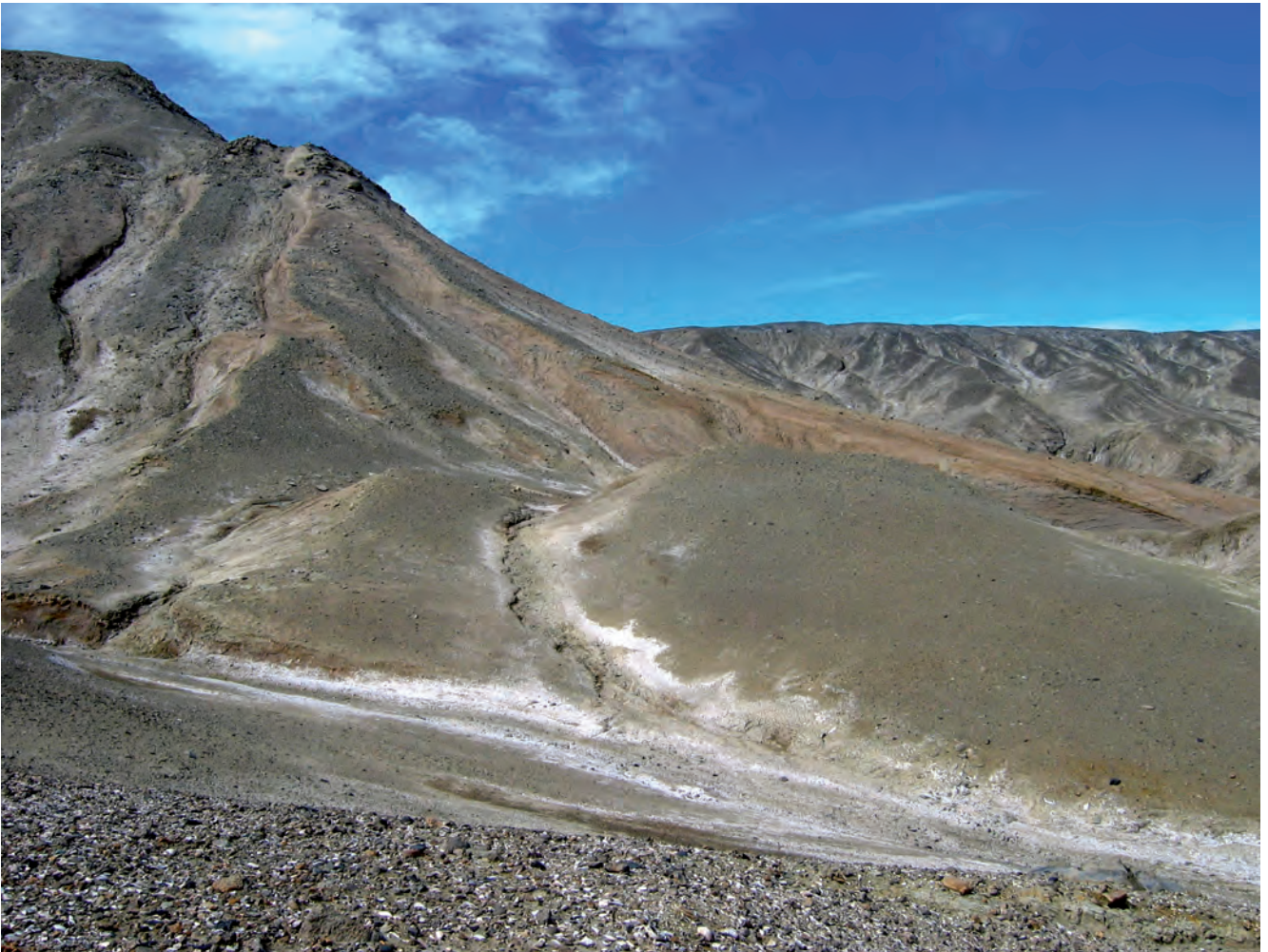
Los procesos litorales son aquellos fenómenos derivados de la confluencia entre una gran masa de agua estabilizada (mar u océano) y las tierras emergidas. Los materiales presentes en la franja

costera, aportes fluviales o de témpanos de hielo (glaciar) procedentes del dominio terrestre y detritos arrancados al mismo en acantilados están sometidos a una acción reorganizadora, sufriendo una continua reelaboración y desplazamiento a lo largo de dicha franja. Oleaje, mareas y corrientes litorales son los agentes dinámicos.

Las variaciones altitudinales a largo plazo del nivel medio del mar debido a las oscilaciones glacio- y tectono- eustáticas, quedan reflejadas por los depósitos litorales actualmente desconectados de la propia dinámica litoral, como son las terrazas marinas (Zinsmeister, 1980) que marcan la evolución pasada de la línea de costa.

Los depósitos litorales señalados en la cartografía se deben a procesos de acreción-agradación más o menos localizada y transitoria y corresponden mayoritariamente a playas, flechas litorales y deltas mareales.

Gran parte del litoral de la isla corresponde a una costa acantilada, erosiva, atacada por el oleaje, pero presenta en su base discretas playas intermareales o cordones adosados de gravas o de arenas y cantos bien redondeados, como ocurre a lo largo de la costa oriental desde punta Pingüino hacia el N (Figs. 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22), donde alcanzan su mayor desarrollo en las inmediaciones de la caleta Larsen.



**Figura 4.18.-** Panorámica de la vertiente O del cerro Ombú (relieve periférico destacado en la ladera O de La Meseta). Se muestra la disposición y sucesión con diferente desarrollo de al menos tres generaciones de depósitos de ladera relictos, formando sucesivas facetas triangulares de ladera encajadas (*talus flatirons*), siendo más antiguas cuanto más alejadas están del relieve. Las diferentes facetas aparecen recubiertas por un depósito de cantos angulosos/subangulosos de carácter pelicular, pero suficiente como para proteger de la erosión al sustrato lábil subyacente. Los cantos proceden de varios niveles de areniscas cementadas con coquinas de la Fm La Meseta con los que culmina dicho cerro y también en menor proporción, de algunos cantos residuales (alóctonos) procedentes del dismantelamiento de la Fm Weddell que recubrían la superficie somital de La Meseta. Al fondo a la derecha aparece el borde y la vertiente suroccidental de La Meseta en la que destacan, sobre la parte alta de los interfluvios y en tonos más oscuros, los depósitos de ladera parcialmente incididos.

La caleta Larsen se configura como una inflexión en la línea de costa a partir de la cual, se ha desarrollado una flecha-espiga de orientación S-N (Fig. 4.23), producto de la acción de una corriente marina paralela a la costa y de igual dirección (Rinaldi *et al.*, 1978). Actualmente, la punta de la flecha tiene un menor desarrollo (Nozal *et al.*, 2013), pues aparece recortada respecto a la forma y dimensiones reflejadas en imágenes (FAA, 1978), en topografías anteriores (SHNAA, 1990) y en la de la propia base topográfica del Mapa (USGS, 1995).

Los sedimentos de la flecha aportados, tanto por la propia corriente de deriva litoral, como por los abanicos aluviales (*fan deltas*) que allí concurren, conforman una llanura mareal de limos arenosos y fangos con barras de arena, bien visibles en marea baja (Fig. 4.24).

En la costa septentrional, a lo largo de todo el litoral de la bahía López de Bertodano, también aparecen depósitos mareales de playas o cordones de gravas supramareales, como en Valle de las Focas (Fig. 4.25). Sin embargo, lo más destacado es la presencia en bajamar de amplias llanuras mareales (Fig. 4.26), debido a su escasa profundidad. Dichas llanuras mareales, están

compuestas de fangos y suaves médanos arenosos, con la presencia esporádica de cantos y bloques angulosos (*till* glaciar), abandonados tras la fusión de los témpanos encallados que los transportaban (Fig. 4.27). En las desembocaduras de los principales cursos fluviales, como son el arroyo de la Traición y el cañadón Díaz, sobre estas llanuras de fangos se desarrollan los correspondientes deltas mareales arenosos estables, aunque parte de sus sedimentos serán posteriormente redistribuidos por las corrientes.

En la costa suroccidental de la isla, frente al estrecho Almirantazgo y en el entorno de la denominada bahía Fósiles, aparecen una serie de barras de gravas paralelas a la costa, ligeramente arqueadas y discontinuas, a modo de islas barrera, formadas por el oleaje y que dan lugar tras ellas (interior), a una especie de pequeño *lagoon* costero con llanuras y canales mareales (Fig. 4.28). Estas gravas de subangulosas a subredondeadas, en su mayor parte son transportadas (*till*) y depositadas por la fusión de los pequeños témpanos que arriban a dicha costa (Fig. 4.29). Hacia el interior y emplazadas a unos +5 m de cota, aparecen también delgadas acumulaciones de gravas correspondientes a un nivel de terraza marina (Figs. 4.30 y 4.31).



**Figura 4.19.-** Acumulación de cantos gruesos correspondiente a una playa intermareal con escasa pendiente desarrollada al pie del litoral acantilado del NO de la isla, entre bahía Pingüino y caleta Larsen. En este tramo, la magnitud del escarpe es del orden de 50 m. Se observan también el laminado y las fuertes superficies erosivas de la serie estratigráfica de las Fms. La Meseta y Submeseta.



**Figura 4.20.-** Aspecto de detalle de la playa intermareal mostrada en la Fig. 4.19. El depósito de superficie aparece muy lavado y constituido por gravas y cantos mayoritariamente de limolitas grises (de hasta 15 cm), areniscas con coquinas y basálticos. Los cantos están bien retrabajados por el oleaje con formas de tendencia aplanada discoidal y elipsoidal con bordes redondeados a muy redondeados.



**Figura 4.21.-** Vista hacia el SO de un tramo de la “costa expuesta” (Zinsmeister, 1976) correspondiente al Mar de Weddell. Se trata de un litoral acantilado, en este caso de pequeña entidad (5 m de escarpe), próximo a punta Pingüino (al fondo). En la base del escarpe se desarrolla una estrecha acumulación de cantos con, excepcionalmente, algunas concreciones redondeadas y de gran tamaño (dm a m), erosionadas o desprendidas del propio escarpe de sustrato paleoceno (Fm Sobral). Dicha acumulación constituye una playa intermareal con cierta pendiente. Sobre la parte inferior del escarpe tiene lugar una discreta acumulación de arenas eólicas a modo de duna “rampante” que se desliza a favor de los vientos dominantes procedentes del SO.



**Figura 4.22.-** Aspecto de detalle de la acumulación detrítica correspondiente a la playa de la imagen anterior (Fig. 4.21). El depósito aparece superficialmente muy lavado y constituido por gravas y cantos mayoritariamente de limolitas grises, con tamaño medio de unos 10 cm. Los cantos están bien re trabajados, con formas elipsoidales y discoidales presentando en general bordes bien redondeados.



**Figura 4.23.-** Vista panorámica hacia el ESE, desde los relieves situados al N de La Meseta, de la amplia planicie costera arenosa desarrollada a favor de un conjunto de *fan deltas* y la flecha litoral que enmarca la caleta Larsen. Este tramo del litoral expuesto al Mar de Weddell de la Isla, donde dominan los procesos de acreción sedimentaria, constituye una excepción respecto al resto del mismo, donde dominan los acantilados erosivos.



**Figura 4.24.-** Aspecto de la sucesión de barras arenosas alargadas de cresta plana (retocadas por el oleaje) y los correspondientes surcos intercalados, algunos de los cuales funcionan como auténticos canales mareales. Las barras presentan, en general, una orientación E-O a SSE-NNE, aproximadamente transversal a la fuerte corriente de deriva litoral de esta costa. Dicha deriva moviliza los pequeños témpanos de hielo próximos, mientras que los grandes tabulares y de gran espesor que aparecen en el horizonte se mantienen a cierta distancia, donde no tocan fondo.



**Figura 4.25.-** Imagen (en marea baja) en la zona del Valle de las Focas, mostrando la importante acumulación de gravas y cantos bien redondeados correspondiente a una playa intermareal de poca pendiente. Al fondo, el relieve que da lugar a los acantilados del cabo Wiman. El perfil de la playa (*foreshore*), muestra una parte inferior bastante plana y suave, con depósitos areno-limosos y afloramientos del sustrato rocoso (arriba a la izda.); mientras que en la zona frontal (o de batida de mayor energía) y con algo más de pendiente, es donde se acumulan las gravas. A la derecha de la franja de algas rojas (nivel alcanzado en la pleamar), se aprecian en las gravas, varios escalones o *bermas* originados por tormentas o pleamares vivas y que constituirían la playa posterior o *backshore*.



**Figura 4.26.-** Panorámica hacia cabo Wiman de la costa NO de la isla. Al pie del litoral acantilado bastante vertical (10 y 35 m de altura), se desarrolla una estrecha playa de gravas (3-5 m) y una extensa llanura intermareal que llega a superar los 400 m de amplitud durante la máxima bajamar. En la parte proximal, los sedimentos son más arenosos, mientras que más al interior, (límite de la bajamar) es de carácter fangoso. Sobre dicha llanura intermareal y, en el momento de la foto, se aprecia también la presencia de un pequeño abanico deltaico originado por un chorrillo temporal que desemboca directamente en la costa. Dichos abanicos son efímeros puesto que en la subsiguiente subida de la marea, sus sedimentos serán redistribuidos por el oleaje y las corrientes a lo largo de dicho litoral.



**Figura 4.27.-** Detalle de un depósito de *till* englobado en la parte basal de un pequeño témpano de hielo glaciar encallado, al bajar la marea, sobre la llanura mareal fangosa de la Fig. 4.26. La fusión total o parcial de estos témpanos que acarrean este tipo de materiales (*till* glaciar), dan lugar a pequeñas acumulaciones heterométricas de fragmentos angulosos exóticos respecto a las litologías del sustrato circundante.



**Figura 4.28.-** Panorámica hacia el NNE en el entorno de bahía Fósiles de barras de gravas ligeramente arqueadas y discontinuas, subparalelas a la costa, a modo de pequeñas islas barrera. Por detrás de las barras, se desarrolla un discreto *lagoon* con llanura intermareal fangosa y canales mareales, como el de la derecha de la foto. Al fondo de la imagen a la izquierda, la silueta de la isla Cockburn y hacia la derecha los relieves acantilados correspondientes al entorno del cabo Bodman.



**Figura 4.29.-** Detalle del depósito correspondiente a las barras de gravas de la Fig. 4.28. Acumulación de gravas con cierta selección y, en general, poco retrabajadas, con cantos de 1-5 cm, subangulosos a subredondeados y de litologías variadas, en su mayor parte aportados por los témpanos de pequeño tamaño de hielo glaciar que se acumulan en dicho litoral.



**Figura 4.30.-** Superficie plana recubierta de un depósito pelicular de gravas que correspondería a una terraza marina situada a unos +4-5 m de cota en el entorno de bahía Fósiles, emplazada sobre la unidad 3 cretácica, de lutitas arcillosa lábiles. Al fondo, los relieves desarrollados sobre las litologías areniscosas, más competentes, de las unidades 4 y 5, del Cretácico (Fm López de Bertodano).



**Figura 4.31.-** Detalle de la superficie del depósito correspondiente a la terraza marina de la Fig. 4.30. Cantos centimétricos angulosos a subangulosos de litologías variadas, al igual que los de las barras actuales (Figs. 4.28 y 4.29), inmersos en una matriz limo arcillosa que, posiblemente, corresponda al sustrato alterado.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSSON, J.G. (1906): On the geology of Graham Land. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 7: 19-71.
- CONCHEYRO, A.; SALANI, F.; ADAMONIS, S. y LIRIO, J.M. (2007): Los depósitos diamictíticos cenozoicos de la Cuenca James Ross, Antártida: una síntesis estratigráfica y nuevos hallazgos paleontológicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(4): 568-585.
- CORTE A.E. (1982): Geomorfología criogénica de la Isla Seymour (Base Vicecomodoro Marambio)-Antártida Argentina. *Revista de Asociación Geológica Argentina*. 37 (3): 331-347.
- DINGLE, R. and LAVELLE, M. (1998): Antarctic Peninsula cryosphere: early Oligocene (c. 30 Ma) initiation and a revised glacial chronology. *Journal of Geological Society of London*, 155: 433-437.
- DINGLE, R.; MARENSSI, S. and LAVELLE, M. (1998): High latitude Eocene climatic deterioration: Evidence from the northern Antarctic Peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 571-579.
- DUTTON, A.; LOHMANN, K. and ZINSMEISTER, W. (2002): Stable isotope and minor element proxies for Eocene climate of Seymour Island. *Antarctica. Paleoceanography*, 17 (2): 1-13.
- ELLIOT, D.H. (1981): Glacial geology of Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*. 16 (5): 66-67.
- ELLIOT, D.H.; RINALDI, C.; ZINSMEISTER, W.J.; TRAUTMAN, T.A.; BRYANT, W.A. and DEL VALLE, R. (1975): Geological investigations on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*. 10 (4): 182-186.
- GAZDZICKI A.; TATUR A.; HARA, U. y DEL VALLE, R.A. (2004): The Weddell Sea Formation: post-Late Pliocene terrestrial glacial deposits on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 25 (3-4): 189-204.
- GUTIÉRREZ, M.; NOZAL, F. y MONTES, M. (2011): *Talus flatirons* en la Isla Seymour (Mar de Weddell, Antártida). Consideraciones sobre su génesis. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 25 (1-2): 9-19.
- IVANY, L.; VAN SIMAEYS, S.; DOMACK, E. and SAMSON, S. (2006): Evidence for an earliest Oligocene ice sheet on the Antarctic Peninsula. *Geology*, 34(5): 377-380.
- MALAGNINO, E.C.; OLIVERO, E.B.; RINALDI, C.A. y SPIKERMANN, J.P. (1981): Aspectos geomorfológicos de la isla vicecomodoro Marambio, Antártida. *VIII Congr. Geol. Arg. (San Luis)*, Actas 2: 883-896.
- MALAGNINO, E.; OLIVERO, E.; RINALDI, C. y SPIKERMANN, J. (1984): Comentarios sobre depósitos glaciares de la Isla James Ross, Antártida Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 39 (3-4): 319-322 p.
- MARENSSI, S.; CASADÍO, S. and SANTILLANA, S. (2010): Record of Late Miocene glacial deposits on Isla Marambio (Seymour Island), Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 22(02): 193-198.

- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S. y OLIVERO, E. (2013): Mapa Geológico de isla Marambio (Seymour); escala 1:20.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- NOZAL, F.; MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M. y DEL VALLE, R. (2013): Mapa Geomorfológico de Bahía Esperanza; escala 1:10.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- PIRRIE, D.; CRAME, J.A.; RIDING, J.B.; BUTCHER, A.R. and TAYLOR, P.D. (1997b): Miocene glaciomarine sedimentation in the northern Antarctic Peninsula region: the stratigraphy and sedimentology of the Hobbs Glacier Formation, James Ross Island. *Geological Magazine*, 136: 745-762.
- RABASSA, J. (1982): Estratigrafía de los depósitos glaciogénicos en el sector norte de la Isla James Ross, Península Antártica, Argentina. *Vº Congreso Latinoamericano de Geología, Bs As., 1982. Actas*, 4: 237-251.
- Nuevas consideraciones sobre los depósitos glaciogénicos en el sector norte de la isla James Ross, Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(3-4): 310-318.
- RINALDI, C.; MASSABIE, A.; MORELLI, J.; ROSENMAN, L. y DEL VALLE, R. (1978): *Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida*. Instituto Antártico Argentino Contribución, 217: 1-37.
- SHNAA (1990): *Isla Marambio. Topografía y batimetría escala 1:25.000 de Isla Marambio, H-550*. Publicada por el Servicio de Hidrografía Naval de la Armada Argentina. Buenos Aires.
- SILVA, A. (2003): Características hidrológicas e hidrogeológicas en el Archipiélago James Ross e Islas Shetland, área norte de la Península Antártica. *Boletín Geológico y Minero (IGME)*, 114(4): 419-432.
- SILVA, A.; SÁNCHEZ, R. y FRESINA, M. (2000): Caracterización del comportamiento hidrogeológico en isla Marambio. *Actas 1st Joint Congress on Groundwater Fortaleza, Brasil*; soporte CD, Art. 230: 292-307.
- USGS (1995): *Mapa Topográfico Escala 1:10.000 de Isla Marambio, Antártida; Seymour Island, Antarctica (3 Hojas)*. Producido por el United States Geological Survey en cooperación con el Instituto Antártico Argentino y The Ohio State University, Bird Polar Research Center.
- ZINSMEISTER W.J. and DE VRIES, T.J. (1983): Quaternary glacial marine deposits on Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 18(5): 64-65.
- ZINSMEISTER, W.J. (1976): Intertidal region and molluscan fauna of Seymour Island. Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 14(4): 222-225.
- (1980): Marine Terraces of Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 15(5): 25-26.



## 5. ROCAS VOLCÁNICAS Y SUBVOLCÁNICAS

*G. Gallastegui, L. González, F. Nozal y M. Montes*

### Índice del capítulo

<b>5. ROCAS VOLCÁNICAS Y SUBVOLCÁNICAS.....</b>	<b>175</b>
5.1. INTRODUCCIÓN .....	175
5.1.1. Unidad cartográfica k.- Diques basálticos .....	176
5.2. PETROGRAFÍA .....	180
5.3. GEOQUÍMICA.....	183
5.4. PETROGÉNESIS.....	185
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	187



## 5. ROCAS VOLCÁNICAS Y SUBVOLCÁNICAS

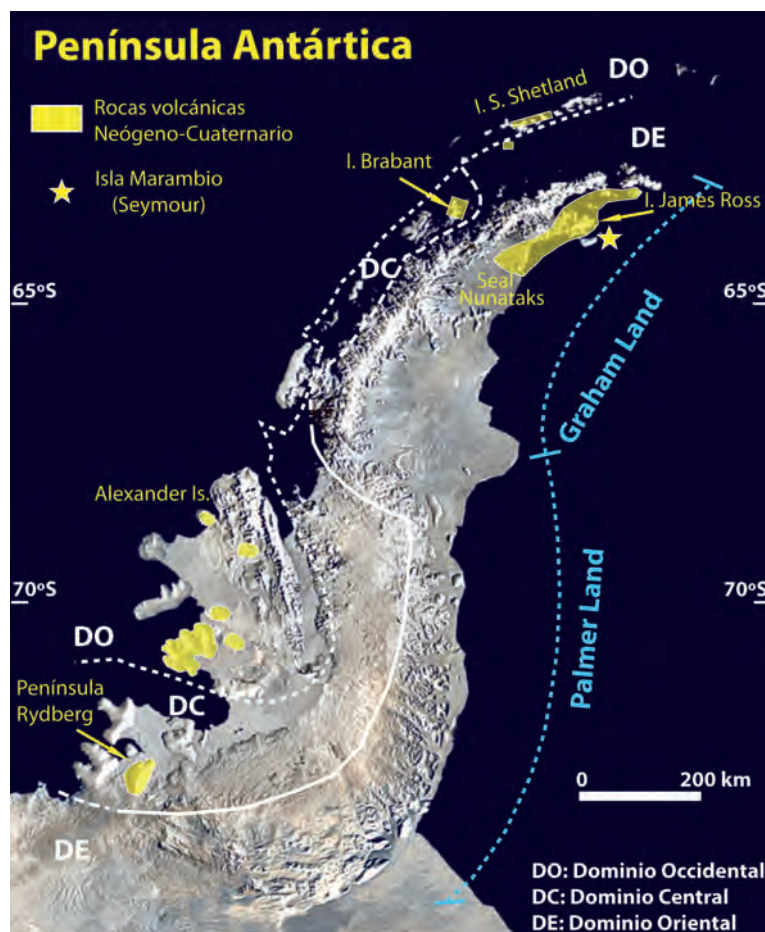
### 5.1. INTRODUCCIÓN

Las rocas volcánicas/subvolcánicas de isla Marambio (Seymour) aparecen como una red de diques representados en el mapa como **k-Diques basálticos**. Fueron descritas previamente por Massabie y Morelli (1977), Rinaldi *et al.* (1978), Casselli y Massaferrero (1997) y Massaferrero *et al.* (1997) como diques de basaltos amigdaloides afaníticos de color negro o pardo oscuro cuya superficie externa suele presentar una pátina de alteración rojiza. Con carácter más minoritario también se encuentran algunas brechas volcánicas ya descritas con anterioridad por Casselli y Massaferrero (1997) y Massaferrero *et al.* (1997).

De acuerdo con la edad Mioceno superior y Pleistoceno de las rocas (Massabie y Morelli, 1977 y Massaferrero *et al.*, 1994, respectivamente) estos materiales volcánicos/subvolcánicos se incluyen en el Grupo Volcánico de la isla James Ross (en inglés conocido como JRIVG) y, dentro de este grupo, se correlacionan más concretamente

con la Fm Palisade Nunatak, constituida por pequeñas intrusiones basálticas hipoabisales que aparecen en forma de diques, *sills* y cuerpos de morfología irregular asociados con depósitos coetáneos de tobas (Smellie *et al.*, 2013). Además el Grupo Volcánico James Ross también está integrado por erupciones basálticas subaéreas, subglaciares y subacuáticas de edad Mioceno-Holoceno (Smellie, 2006; Montenegro, 2013 y referencias incluidas).

Todas estas rocas se relacionan con un vulcanismo alcalino reciente que tiene lugar entre el Neógeno (Mioceno) y el Cuaternario (Pleistoceno) en la Península Antártica. En la parte norte de la Península Antártica (Graham Land) este vulcanismo aflora en la isla James Ross, en Seal Nunataks y en áreas próximas, dentro de la Cuenca Larsen en el Dominio oriental (DE; Fig. 5.1), en las islas Shetland del Sur del Dominio occidental y en la isla Brabant del Dominio central (DO y DC; Fig. 5.1), mientras que en la parte sur de la Península Antártica (Palmer Land) aflora en la isla Alexander del Dominio occidental y en la península Rydberg del Dominio central (Hole y Saunders, 1996; Smellie *et al.*, 2006; Ryan, 2007; Burton-Johnson y Riley, 2015; y referencias en ellos incluidas).



**Figura 5.1.-** Principales afloramientos de rocas volcánicas recientes en la Península Antártica según Hole *et al.* (1991), Hole y Saunders (1996), Smellie *et al.* (2006), Ryan (2007) y Burton-Johnson y Riley (2015). La estrella amarilla muestra la localización de isla Marambio.

### 5.1.1. Unidad cartográfica k.- Diques basálticos

En isla Marambio las rocas basálticas afloran principalmente en forma de diques y se encuentran emplazadas en la Fm López de Bertodano de edad Cretácico Superior (Maastrichtiense)-Paleógeno (Paleoceno-Daniense) y en la Fm Sobral de edad Paleoceno (Montes *et al.*, 2013). Se localizan principalmente en cuatro sectores: Filo Negro, cerro Geoantar, cabo Lamas y cabo Bodman (Fig. 5.2).

Los afloramientos del sector Filo Negro se componen de rocas volcánicas dispuestas en diques subverticales de 2-7 m de espesor orientados en dirección N70°E. El propio dique de Filo Negro, donde se tomó la muestra FN-1 (Fig. 5.2), está constituido por un haz de diques de 6,5 km de longitud que actúa como divisoria local de aguas (Figs. 2.40A y 2.42A). El haz de diques se ramifican y sustituyen en relevo en otros menores de unos 0,5-0,3 m de espesor y que cortan subverticalmente a la serie sedimentaria encajante (Fig. 5.3A).

Hacia el suroeste del Filo Negro, cerca del cabo Lamas, donde se tomó la muestra MB-DK-3 (Figs. 5.2 y 5.3A), y sin continuidad física aflorante con el anterior, afloran diques subverticales de orientación N70°E y de características estructurales y morfológicas similares a los descritos para el Filo Negro.

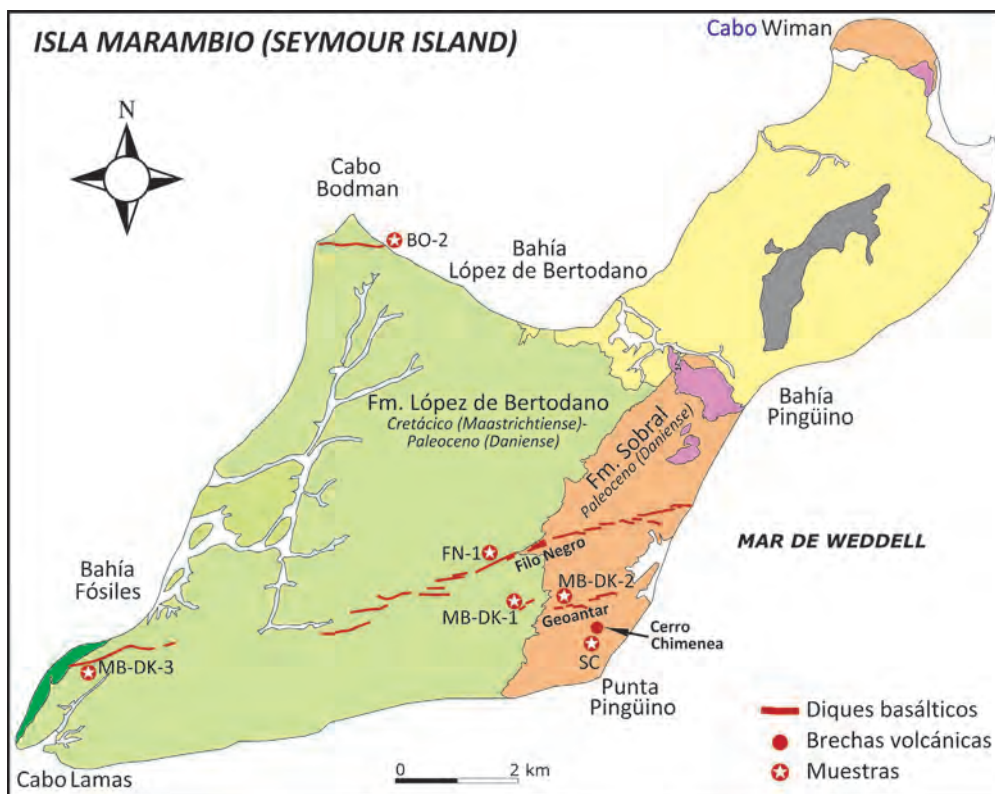
Al sur del Filo Negro se halla un conjunto de diques en relevo, con una orientación general de N80°E y con un desarrollo longitudinal de aproximadamente 2 km. Este conjunto de diques caracterizan las elevaciones en este sector (Fig. 5.3C), destacando sobre ellas el cerro Geoantar por su cota más elevada, lo abrupto de su morfología y el color intensamente oscuro de su parte superior (Figs. 2.42B y 5.4A y B). En el dique Geoantar, donde se tomaron las muestras MB-DK-1 y MB-DK-2 (Fig. 5.2), se ha observado una brecha volcánica que incorpora clastos angulosos

(0,35-0,05 m) de las rocas encajantes, en un tramo donde la traza del dique pasa de los 2 m a casi 10 m de espesor, formando una especie de lentejón vertical con tendencia elipsoidal en planta (Figs. 5.4B y 5.4E y F). Estos sectores corresponderían a conductos principales de emisión de material volcánico. Al sur del cerro Geoantar, afloran brechas volcánicas similares, en un montículo aislado y bastante alejado de la traza de los diques, denominado informalmente "cerro Chimenea" (Figs. 5.2 y 5.4C y D). Estas brechas volcánicas, donde se tomó la muestra SC (Fig. 5.2), podrían corresponder al relleno de un pequeño conducto vertical tubular a modo de *pipe*.

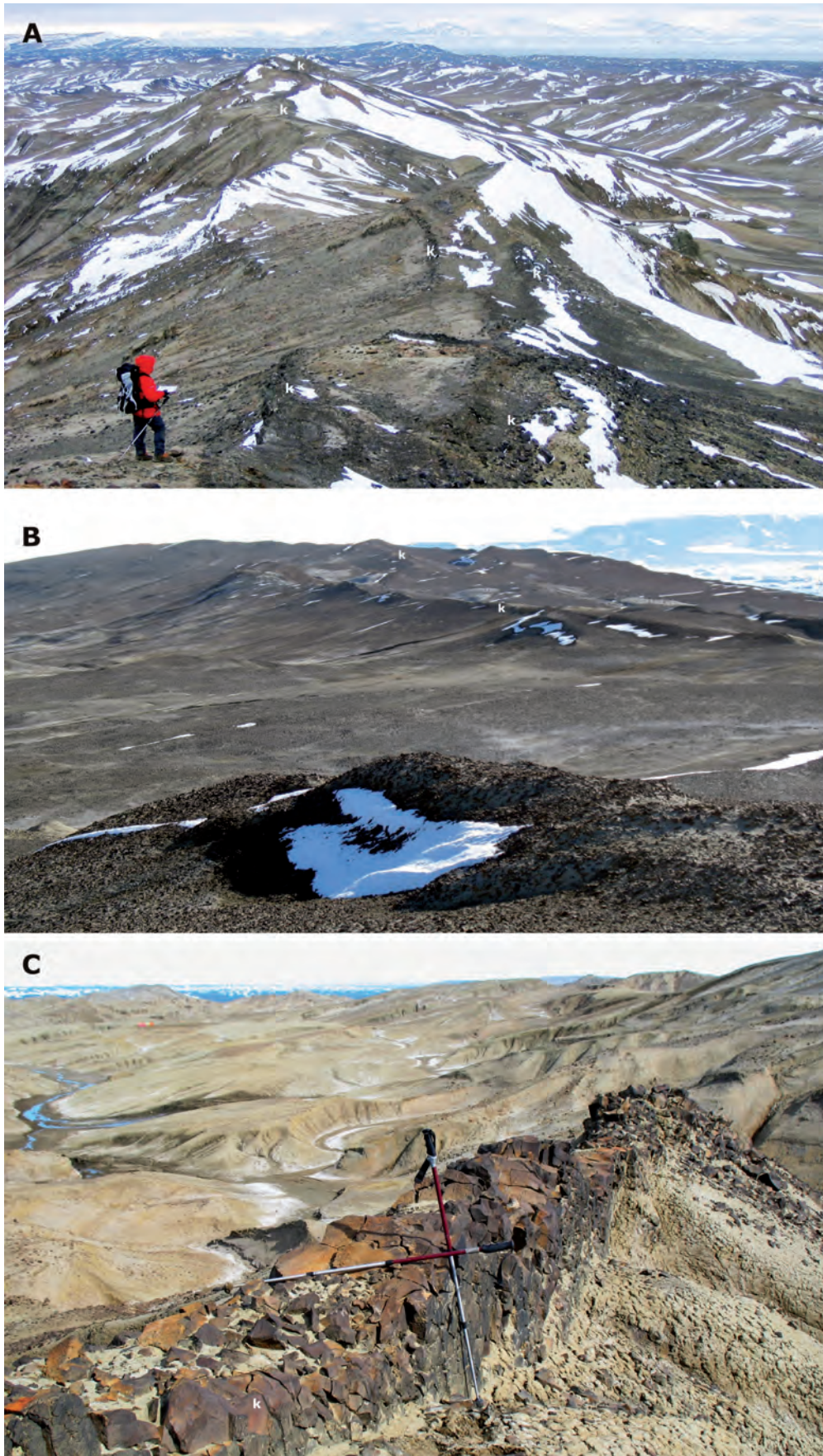
En los acantilados próximos al cabo Bodman afloran una serie de diques paralelos, subverticales y de orientación general N85°E, que forman un destacado relieve sobre los materiales cretácicos de la Fm López de Bertodano (unidad 5). Poseen entre 0,6-1 m de espesor y están separados por una franja de sedimentos distorsionados de unos 25 m de espesor (Fig. 5.5). En este sector se tomó la muestra BO-2 (Fig. 5.2).

Las rocas que constituyen los diques son de color negro, macizas, afaníticas o levemente microporfídicas y vesiculares (Fig. 5.5D). Variaciones esencialmente texturales, con respecto al tipo petrográfico general, se presentan generalmente en facies de borde o en diques de menor potencia. Se trata de rocas de grano muy fino con microfluidalidad determinada por disposición subparalela de las plagioclasas, en algunos casos fuertemente alteradas y de color blanquecino (cabo Bodman, Fig. 5.5C).

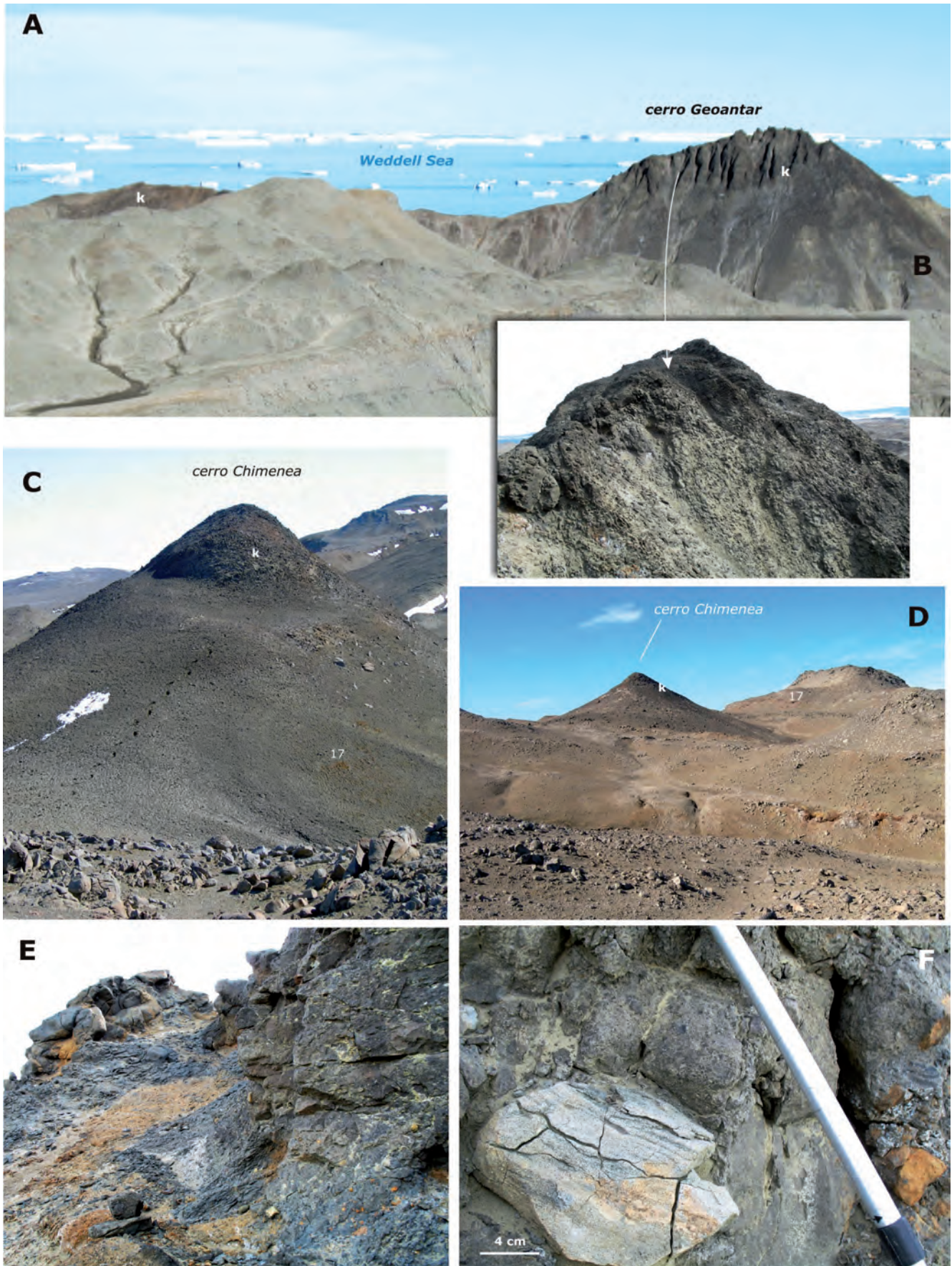
Las brechas volcánicas están constituidas por fragmentos vítreos y fragmentos angulosos de basaltos escoriáceos, además de clastos angulosos y bloques de hasta 35 cm de las rocas encajantes (Fig. 5.4E y F), inmersos en una matriz arenosa de grano fino a medio (Caselli y Massaferró, 1997). Estas brechas han sido interpretadas



**Figura 5.2.-** Cartografía simplificada mostrando las rocas volcánicas/subvolcánicas de isla Marambio y la localización de las muestras. Esquema simplificado y modificado de Montes *et al.* (2013).



**Figura 5.3.-** A.- Aspecto de campo del haz de diques basálticos oscuros en la cumbre del Filo Negro en la zona que intruye a la unidad 9 (LBF). B.- Panorámica hacia el SE de los pequeños relieves alargados que generan los diques basálticos en la zona de cabo Lamas, intruyendo a la unidad 2 (LBF). Al fondo la isla de James Ross. C.- Zona de diques más occidentales en la zona de cerro Geoantar intruyendo verticalmente a la unidad 10 (LBF). Se observa al patina anaranjada de óxido sobre la roca volcánica. Al fondo el campamento GeoMarambio en la campaña del 2008, y el Mar de Weddell.



**Figura 5.4.-** Diques basálticos (k) en la zona del cerro Geoantar intruyendo a la unidad 17 (SF). **A.-** Panorámica del cerro Geoantar desde las proximidades del Filo Negro, mostrando su relieve abrupto y el color oscuro del dique (k) que destaca en el terreno. **B.-** Detalle de la cima del cerro con el aspecto brechoide del dique, que en este lugar alcanza una anchura máxima de unos 10 m. **C y D.-** Panorámicas del pequeño cerro situado al sur del Geoantar (SC en Fig. 5.2) con forma cónica y color rojizo oscuro que muestra rocas volcánicas de aspecto brechoide. **E y F.-** Detalle de las brechas volcánicas (cerro Geoantar) que en ocasiones, incorpora clastos angulosos heterométricos de las rocas encajantes.



**Figura 5.5.-** Diques basálticos (k) cercanos a cabo Bodman, con la unidad 5 (LBF) como encajante. **A y B.-** Aspecto del haz de diques en los acantilados próximos al cabo, intruyendo verticalmente a los sedimentos del Cretácico. El espesor máximo es de unos 3 m. **C.-** Detalle del contacto térmico entre las rocas volcánicas del dique y el encajante. El color más claro de la roca en el contacto se debe a la textura más fina de la roca y a las plagioclasas alteradas. **D.-** Aspecto macizo y microporfírico de las rocas volcánicas del dique de la Fig. B. Se observa también la pátina rojiza de óxidos y una cierta textura vacuolar. **E.-** Relieve generado por el haz de diques en este sector y su distribución en planta. Al fondo la bahía López de Bertodano, el relieve de La Meseta, y el cabo Wiman.

como hialoclastitas, brechas hialoclásticas (Massaferro *et al.*, 1997; Smellie *et al.*, 2006; Smellie *et al.*, 2008) o peperitas (Caselli y Massaferro, 1997).

La transformación de los sedimentos encajantes por efecto del emplazamiento de las rocas basálticas ha sido variable. En los sectores de los cabos Lamas y Bodman solo se ha producido fuerte impregnación por material limolítico de las areniscas y lutitas en contacto (Fig. 5.5C). Por otra parte en el sector Filo Negro-cerro Geoantar se han reconocido afloramientos donde la transformación intensa de los sedimentos han dado lugar a la formación de "buchitas" (Massabie y Morelli, 1997). Asimismo, los clastos de rocas encajantes incorporados en las brechas volcánicas también están transformados en buchitas por efecto del metamorfismo de contacto de alto grado (Massaferro *et al.*, 1997). La formación de buchitas indica un metamorfismo de contacto de alta a muy alta temperatura y muy baja presión, pirometamorfismo, que puede desarrollarse en el contacto con flujos de magmas máficos a través de un conducto o con intrusiones basálticas poco profundas (Grapes, 2006, 2010).

Existen dos dataciones de las rocas volcánicas de isla Marambio en el sector de Filo Negro, una de  $6,8 \pm 0,5$  Ma (Massabie y Morelli, 1977) correspondiente al Mioceno superior (Messiniense) y que sería la edad del evento principal, y otra de  $1,34 \pm 0,07$  Ma (Massaferro *et al.*, 1994) correspondiente al Pleistoceno. Estas edades parecen indicar que este vulcanismo se desarrolló durante más de un pulso eruptivo.

Las características petrográficas de los basaltos de isla Marambio estudiados (explicado en los apartados siguientes), plantean la duda de si realmente corresponden a intrusiones hipoabaisales en forma de diques o si representan erupciones volcánicas de tipo fisural, sin descartar de todos modos que puedan coexistir ambos tipos de manifestaciones en la isla.

## 5.2. PETROGRAFÍA

Desde el punto de vista petrográfico todas las rocas estudiadas son basaltos de textura microporfídica y vesicular con una mineralogía primaria común de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, y como accesorios, apatito y minerales opacos. Existen sin embargo variaciones en el porcentaje en el que se encuentran estos minerales y algunos basaltos contienen porcentajes muy elevados

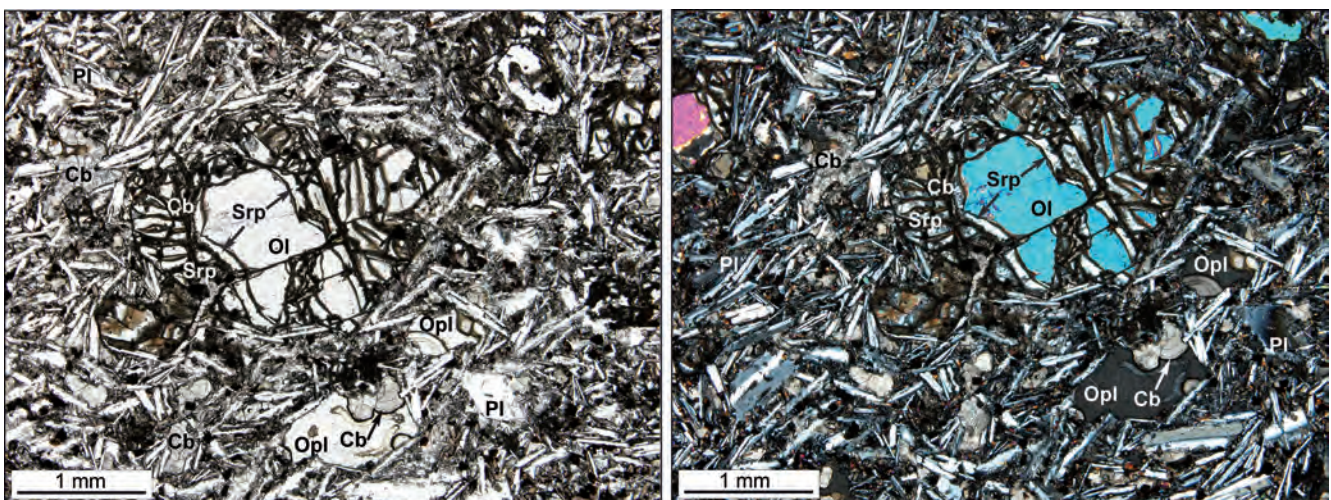
de minerales opacos que dificultan una observación precisa de la roca.

El olivino se encuentra como microfenocristales de tendencia idiomorfa, que llegan a los 2,75 mm de tamaño y excepcionalmente hasta los 5 mm, y como cristales de menor tamaño en la matriz junto con plagioclasa y clinopiroxeno. La matriz, de grano fino, es de textura intergranular y las plagioclasas evidencian un flujo magmático que se amolda a los microfenocristales de olivino (Figs. 5.6 y 5.7).

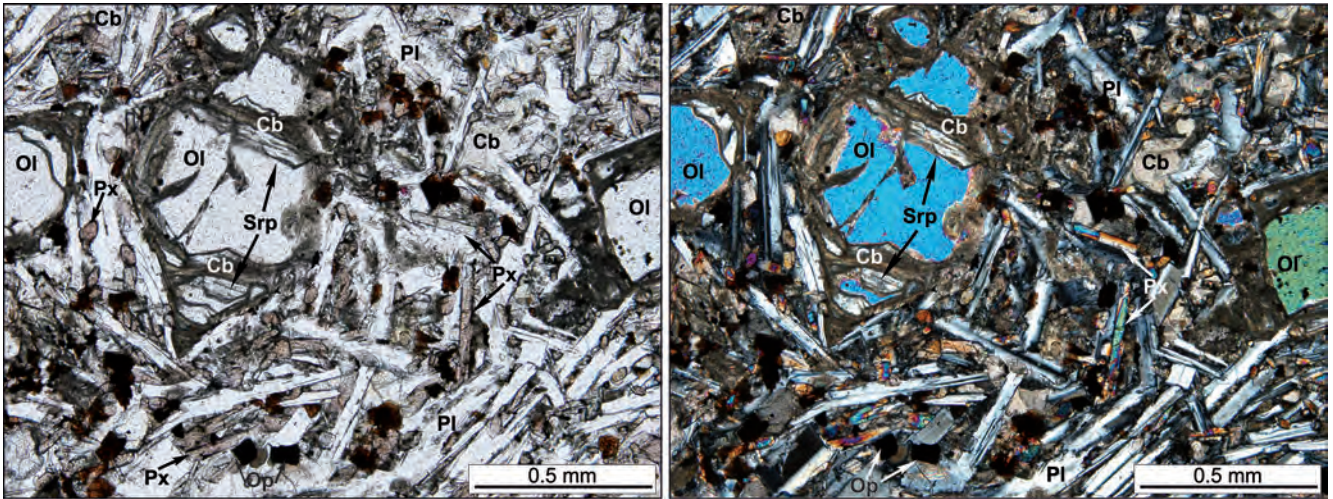
Las plagioclasas tienen hábito prismático largo, pueden mostrar zonado composicional y presentan abundantes inclusiones de apatito de hábito prismático largo o acicular. El clinopiroxeno también se encuentra como cristales de hábito prismático largo y es de color rosado, probablemente debido a altos contenidos en hierro y titanio. Además de opacos y apatito, en la matriz es frecuente el carbonato intersticial que puede mostrar crecimientos concéntricos múltiples (Figs. 5.6 y 5.7) y, aunque en este estudio no se ha observado, también se cita la presencia de analcima intersticial (Caselli y Massaferro, 1997; Massaferro *et al.*, 1997).

Una de las principales diferencias entre los basaltos estudiados radica en el grado de alteración que presentan y en los minerales secundarios formados, sustituyendo a los minerales primarios, rellenando cavidades o vesículas (amígdalas) y venas. Entre los minerales secundarios se encuentran, carbonatos, serpentina, ópalo, calcedonia, palagonita, óxidos/hidróxidos de Fe, y otros no identificados en el microscopio. Además de la presencia de analcima intersticial en basaltos de isla Marambio (Caselli y Massaferro, 1997; Massaferro *et al.*, 1997), en otros basaltos del Grupo James Ross también se describen diferentes minerales del grupo de las zeolitas rellenando amígdalas (Montenegro, 2013 y referencias incluidas), no observados en nuestro caso.

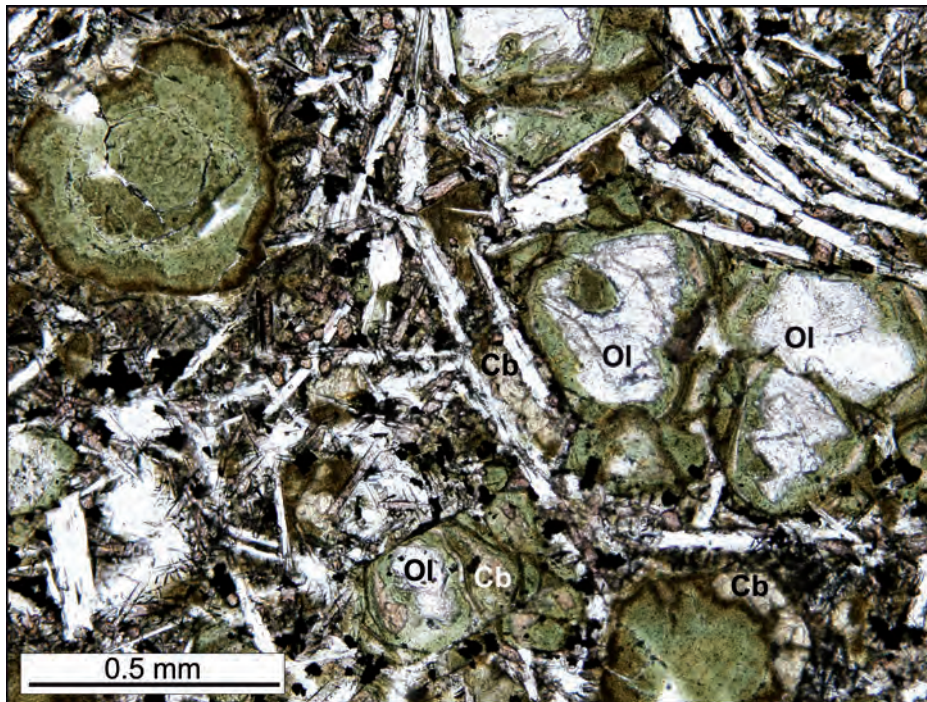
De los minerales primarios la alteración solo afecta al olivino, mientras que las plagioclasas y el clinopiroxeno se encuentran siempre frescos. El olivino, puede estar parcialmente alterado a serpentina + carbonatos (Figs. 5.6 y 5.7), parcial o totalmente alterado a minerales de color verde isótropos (no identificados) ± carbonatos (Fig. 5.8), o puede estar completamente alterado dando lugar a pseudomorfos muy ricos en opacos y en los que solo se reconocen las formas originales de los cristales de olivino por las plagioclasas de la matriz que los bordean.



**Figura 5.6.-** Microfenocristales de olivino (Ol) parcialmente alterado a serpentina (Srp) + carbonato (Cb) en una matriz de textura intergranular rica en plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (no señalado), carbonato intersticial (Cb), y amígdalas rellenas de ópalo (Opl) y carbonato. (izquierda: nicoles paralelos; derecha: nicoles cruzados).



**Figura 5.7.-** Detalle de la matriz intergranular de la roca anterior con abundantes cristales de clinopiroxeno de tonos rosados (Px), plagioclasa (Pl), carbonato intersticial (Cb), opacos (Op) y cristales de olivino (Ol) parcialmente alterados a serpentina (Srp) + carbonatos (Cb). (izquierda: nicoles paralelos; derecha: nicoles cruzados).



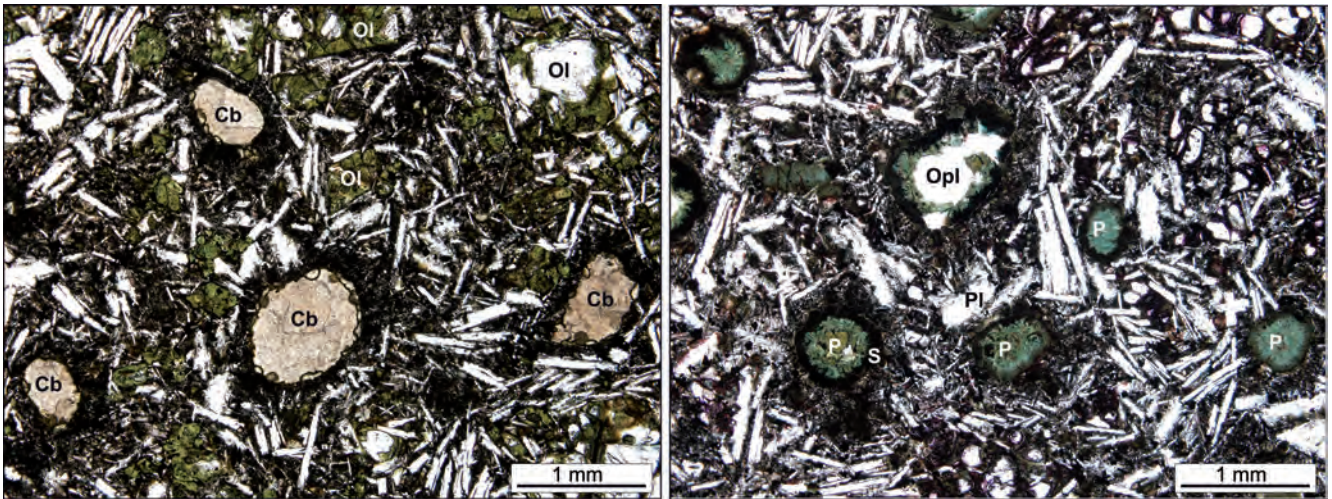
**Figura 5.8.-** Olivino (Ol) parcial o totalmente alterado a carbonatos (Cb) y un mineral verde casi isótropo no identificado, en una matriz rica en plagioclasa, clinopiroxeno rosado y carbonatos intersticiales (Cb). (nicoles paralelos).

Es una característica común en los basaltos estudiados la presencia de cavidades o vesículas en proporciones y morfologías variables. Las vesículas pueden ser de tendencia esférica o muy irregulares y están rellenas de vidrio alterado o de diferentes minerales secundarios, incluso dentro de una misma roca, dando lugar a amígdalas que pueden estar rellenas por un único mineral o por varios minerales.

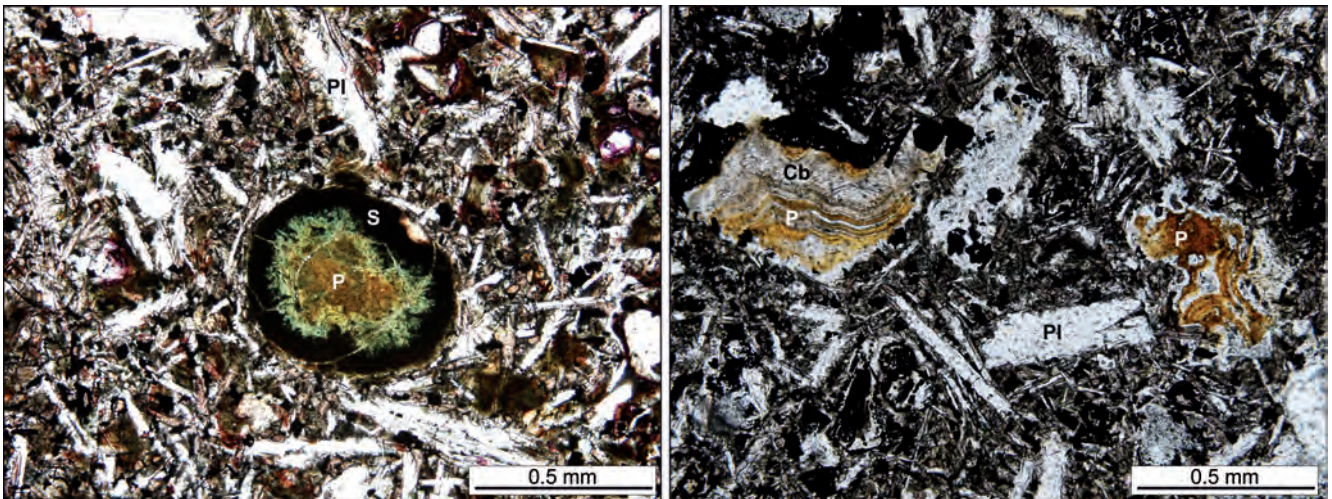
Se han identificado amígdalas rellenas solo por ópalo, o solo por carbonatos con bordes ricos en óxidos/hidróxidos de hierro (Fig. 5.9), y cavidades o vesículas rellenas de vidrio basáltico con bordes de sideromelana y núcleos alterados a palagonita o totalmente alterado a palagonita (Figs. 5.9 y 5.10). También se observan amígdalas de formas muy irregulares rellenas de fibro-palagonita ± carbonatos, donde la palagonita muestra

finas bandas paralelas a las paredes de la amígdala y el carbonato crecimiento divergente hacia el centro de la amígdala (Fig. 5.10).

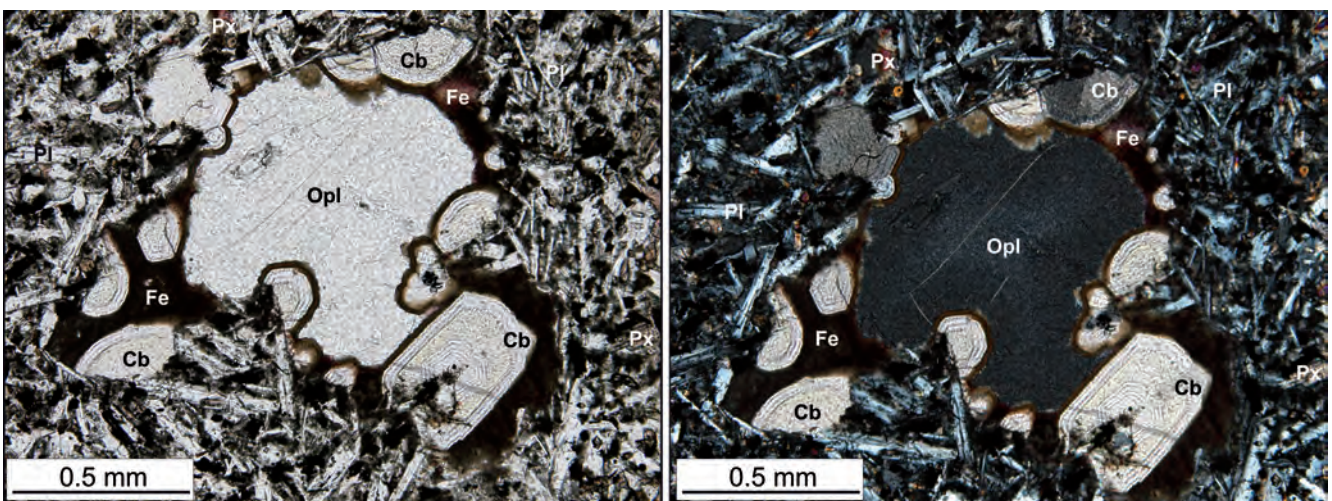
También son frecuentes las amígdalas de tendencia esférica constituidas por ópalo y a las que se asocian en la parte exterior cristales de carbonato que muestran finos crecimientos concéntricos múltiples y bordes muy ricos en óxidos-hidróxidos de Fe (Fig. 5.11). En otros casos las amígdalas son más irregulares y complejas con núcleo de ópalo, zona intermedia de calcedonia y zonas externas de carbonatos con varios crecimientos paralelos al borde de la amígdala (Fig. 5.12). Los bordes enriquecidos en hierro de los carbonatos tanto en las amígdalas como rellenas intersticios en la roca o asociados al olivino indicaría que se trata de siderita parcialmente oxidada.



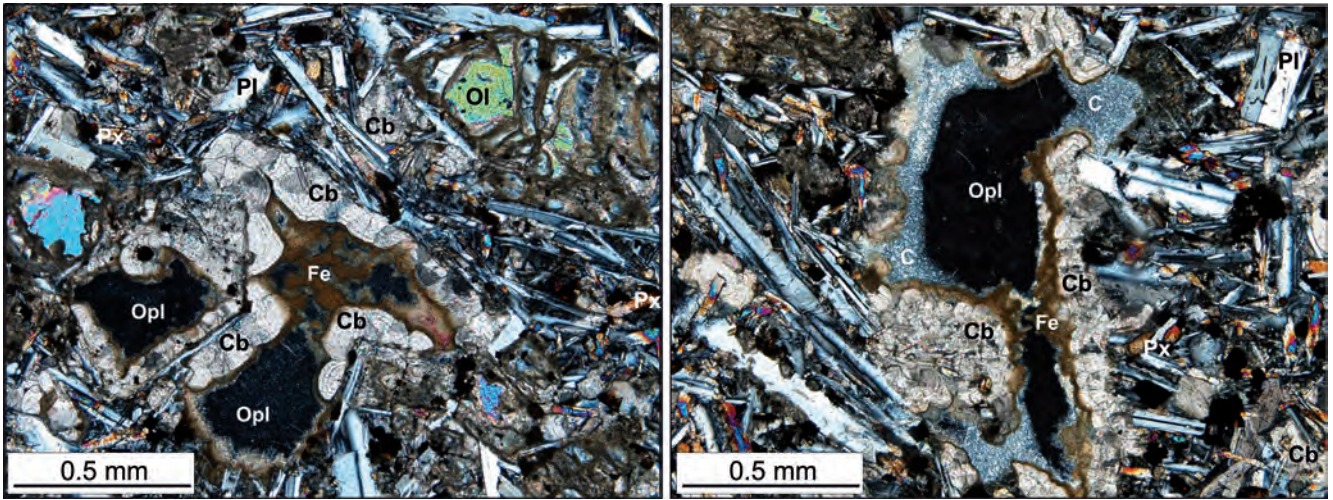
**Figura 5.9.-** Desarrollo en el mismo basalto de la figura 5.8 de amígdalas de tendencia esférica rellenas de carbonatos (Cb) con bordes oscurecidos de óxidos/hidróxidos de hierro y cavidades o vesículas rellenas de sideromelana (S) parcialmente alterada a palagonita (P) en algún caso con núcleo de ópalo (Opl). (nicoles paralelos).



**Figura 5.10.-** En la imagen izquierda, vidrio basáltico de tipo sideromelana (S) parcialmente alterado a palagonita (P). En la imagen de la derecha amígdalas de formas irregulares rellenas de palagonita fibrosa (P) y carbonatos (Cb) en un basalto muy rico en minerales opacos. (nicoles paralelos).



**Figura 5.11.-** Amígdala rellena de ópalo (Opl) y cristales de carbonato con crecimientos concéntricos múltiples (Cb) y bordes muy ricos en óxidos-hidróxidos de hierro creciendo en la parte externa. Mismo basalto que en figuras 5.6 y 5.7. (izquierda: nicols paralelos; derecha: nicols cruzados).



**Figura 5.12.-** Amígdalas de formas muy irregulares rellenas de ópalo (Opl) ± calcedonia (C) y carbonato (Cb) con bordes muy ricos en óxi-hidróxidos de hierro. Mismo basalto que en figuras 5.6 y 5.7 (nicoles cruzados).

**5.3. GEOQUÍMICA**

Para la caracterización geoquímica de las rocas volcánicas de isla Marambio se han analizado tres muestras, FN-1 en el sector de Filo Negro y BO-2 en el sector del cabo Bodman, representativas de los basaltos que afloran en forma de diques, y la muestra SC que corresponde al relleno del conducto vertical o chimenea volcánica del cerro Chimenea (Fig. 5.2). Los análisis fueron realizados en los Laboratorios del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), según los siguientes procedimientos de ensayo.

El análisis de elementos mayores (excepto sodio) y elementos traza se ha realizado por FRX (Procedimiento PTE-RX-001) previa fusión con tetraborato de Litio (0.3:5.5) en una perladora Perle "x" 3 y medida en un equipo MagiX de PANalytical dotado con tubo de Rh. El Sodio se ha analizado por Absorción atómica en un equipo VARIAN FS-220 previa fusión con metaborato de Litio (PTE-QU-035). La calcinación de las muestras se ha efectuado a 950°C (PTE-QU-006). La medida de los elementos traza por FRX se ha realizado en pastillas prensadas con Elvacite y con el Programa PROTRACE. El análisis de Tierras raras (REE) se ha realizado por plasma inducido acoplado a un detector de masas (ICP/MS/TOF) previa fusión

con metaborato de Litio (0.1:0.2) y medida en un equipo RENAISSANCE de LECO con nebulizador ultrasónico. El análisis de azufre y ferroso se ha realizado en Analizador elemental ELTRA CS-800 y volumetría. Los resultados se incluyen en la Tabla 5.1.

Las tres rocas analizadas tienen muy altos valores de pérdida por calcinación (PPC) lo que, sin descartar los procesos de alteración que las afectan, es debido en gran parte a la presencia de los abundantes carbonatos que aparecen relleno amígdalas, venas e intersticios en la matriz. El porcentaje de óxidos mayores recalculados en base anhidra figura en la Tabla 5.2.

Las rocas volcánicas de isla Marambio analizadas tienen una composición basáltica (SiO<sub>2</sub>: 43-46 wt%) pero no representan magmas primarios ya que los valores del índice de Mg\* [100 x Mg/(Mg+Fe)] son moderados (46-60) así como los contenidos en Ni (98-175 ppm) y V (159-166 ppm). Los contenidos en CaO (7-13 wt%) y Sr (300-538 ppm) son ligeramente elevados mientras que los de TiO<sub>2</sub> son moderados o bajos (1.4-1.8 wt%) (Tabla 1).

Dada la naturaleza basáltica de estas rocas se calculó la norma CIPW como primera aproximación a su clasificación. Los resultados

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O	PPC	Total	%S	%Fe <sup>2+</sup>			
<i>Wt%</i>																	
FN-1	43.59	14.06	10.69	13.33	1.79	0.22	0.93	5.36	0.41	2.97	6.65	93.35	0.18	4.23			
SC	45.88	10.33	9.14	7.28	1.42	0.11	1.24	7.64	0.37	3.20	12.41	87.61	0.18	3.95			
BO-2	43.55	13.84	12.26	8.32	1.67	0.53	0.59	7.72	0.14	3.24	8.71	91.86	0.13	5.85			
Muestra	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Hf	Ta	W
<i>ppm</i>																	
FN-1	29	166	199	57	98	43	99	19	15	538	25	165	31	185	3.7	2.4	32
SC	21	121	227	50	146	29	75	15	28	357	18	203	29	232	4.5	2.1	51
BO-2	22	159	203	75	175	53	86	19	9	301	19	100	10	102	0.4	2.2	37
Muestra	Pb	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
<i>ppm</i>																	
FN-1	2.1	6.1	43.3	19.7	42.8	5.0	23.2	5.4	1.8	5.4	0.8	5.0	1.0	2.7	0.4	2.3	0.3
SC	5.2	4.1	28.7	23.0	48.0	5.7	25.9	5.7	1.7	5.3	0.8	4.7	0.9	2.4	0.4	2.1	0.3
BO-2	2.2	1.4	52.9	6.8	17.8	2.4	13.0	3.7	1.3	4.3	0.7	4.3	0.8	2.3	0.3	2.0	0.3

**Tabla 5.1.-** Resultados de los análisis de elementos mayores y traza por FRX + Absorción Atómica (Sodio) y de tierras raras por ICP/MS/TOF.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O
<i>Wt%</i>										
FN-1	46.70	15.06	10.45	14.28	1.92	0.24	1.00	5.74	0.44	3.18
SC	52.37	12.93	10.40	8.31	1.62	0.13	1.42	8.72	0.42	3.65
BO-2	47.41	15.07	13.30	9.06	1.82	0.58	0.64	8.40	0.15	3.53

**Tabla 5.2.-** Resultados de los análisis de elementos mayores en base anhidra.

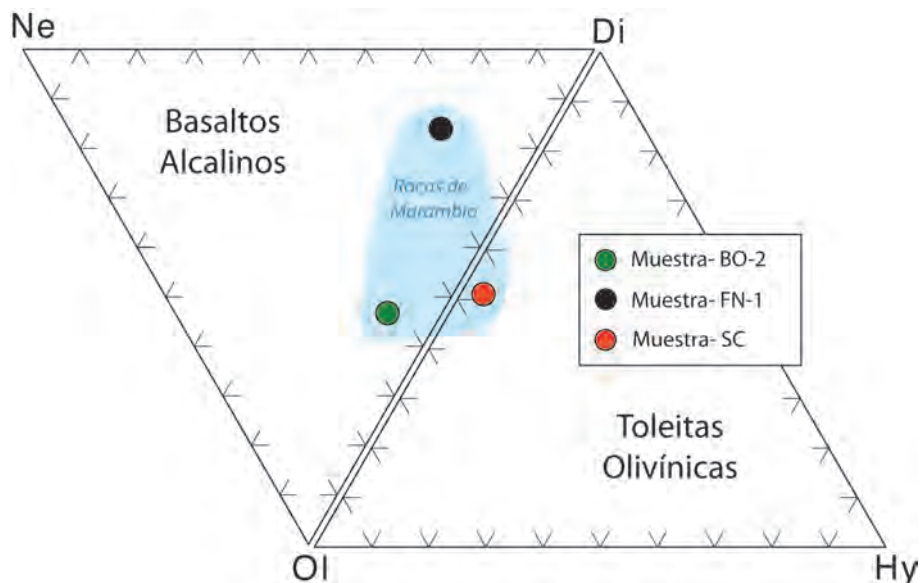
indican presencia de olivino y ausencia de cuarzo normativos. En dos casos (muestras FN-1 y BO-2) aparece nefelina normativa lo que indicaría afinidad alcalina. Un tercer caso (muestra SC) presenta hiperstena normativa en baja proporción (Fig. 5.13).

Partiendo de los datos geoquímicos también se realizaron unas pruebas con MELTS (Ghiorso and Sack, 1995) para refinar la mineralogía normativa o teórica a unas condiciones de 1-2 kbar de presión y 900°C de temperatura. Aunque es un estudio preliminar, el modelo teórico calcula clinopiroxeno-augita (45-50%), plagioclasa (25%), olivino (10-15%), feldespatoides: nephelina+leucita (≈ 10%), espinela y apatito (≈ 1-2%). El resto (≈ 5%) es fundido silicatado no cristalizado, óxidos, y algún silicato hidratado

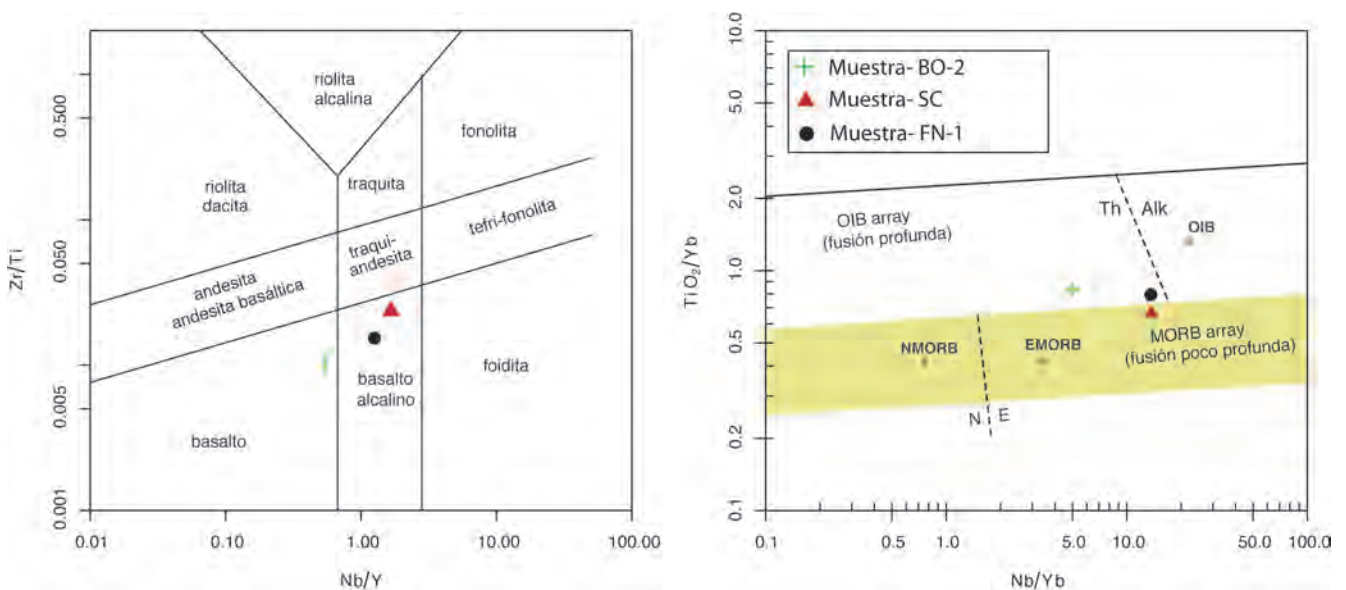
(biotita/anfibol). Estos datos parecen indicar que los diques son basaltos alcalinos y alcalino-transicionales (presencia de feldespatoides en los modelos teóricos).

La clasificación geoquímica con elementos considerados inmóviles durante los procesos de alteración superficial (Ti, Zr, Nb, Y, Yb) muestra que estas rocas son alcalinas o alcalino-transicionales y presentan cierta afinidad con basaltos MORB enriquecidos (E-MORB) y basaltos de islas oceánicas (OIB) (Fig. 5.14).

La geoquímica de elementos traza es similar a la de basaltos alcalinos/alcalino-transicionales, de tipo E-MORB, típicos de zonas de rifting más o menos continental. También tienen algunas



**Figura 5.13.-** Clasificación normativa de las rocas volcánicas básicas de isla Marambio.



**Figura 5.14.-** Diagramas de clasificación Nb/Y-Zr/Ti (modificado a partir de Pearce, 1996) y Nb/Yb-TiO<sub>2</sub>/Yb (Pearce, 2008).

similitudes con los basaltos OIB (basaltos de islas oceánicas) debido a la naturaleza alcalina de estas rocas (Fig. 5.15).

No parece haber firmas de procesos de subducción ya que muestran valores de Nb/La > 1, pero sí de contaminación cortical, seguramente al ascender y emplazarse estos magmas en su contexto continental actual. Algunos indicadores de esta interacción cortical son los contenidos algo elevados en K, Rb, Pb, Th, Zr, Th/La, Zr/Y, correlaciones positivas entre Zr/Y y SiO<sub>2</sub> y valores bajos de Nb pero sin constituir anomalías negativas.

Las rocas analizadas podrían estar relacionadas entre sí por medio de una zona fuente similar del manto superior, sin granate y con espinela-plagioclasa. Esto parecen indicar los contenidos en tierras raras (REE) pesadas, no muy bajos y próximos a valores de 10 x condrito (Fig. 5.16). Las diferencias en los patrones de REE pueden apuntar que el basalto BO-2 sería consecuencia de un porcentaje de fusión mayor en comparación con el basalto FN-1 y el relleno de la chimenea o conducto vertical SC, que procederían de una fuente similar pero con un porcentaje de fusión menor. Esto explicaría el carácter menos alcalino de la muestra BO-2. Lo más común en estos casos es que los fundidos más alcalinos sean algo más antiguos y que los menos alcalinos sean ligeramente posteriores. Otros procesos como la cristalización fraccionada no parecen haber sido importantes en general: no hay anomalías negativas de Eu ni de Sr (ausencia de fraccionamiento de plagioclasa). Aunque no es descartable cierto fraccionamiento de clinopiroxeno, lo más probable es que el principal fraccionamiento haya sido de olivino durante la separación del fundido de su residuo peridotítico (reducción del índice Mg\* y del contenido en Ni).

Las clasificaciones geotectónicas aplicadas a las rocas volcánicas de isla Marambio muestran su similitud con rocas máficas intraplaca y procedentes de ambientes tectónicos de *rifting* continental (por sus altos/moderados contenidos de Zr y TiO<sub>2</sub>). De las muestras obtenidas, aquella con carácter menos alcalino (posiblemente derivada de una mayor tasa de fusión parcial), BO-2, es la que se asemeja más, en algunos aspectos geoquímicos, a un magmatismo de tipo MORB (Fig. 5.17).

5.4. PETROGÉNESIS

Las características petrográficas de los basaltos de isla Marambio parecen descartar que se trate de intrusiones basálticas hipobasales en forma de diques. Su textura afanítica y carácter vesicular permite interpretarlas como rocas eruptivas tal como también fueron consideradas, estas y otras rocas basálticas del Grupo Volcánico James Ross por diferentes autores (Massaferrero *et al.*, 1997; Smellie *et al.*, 2008; Montenegro, 2013 y referencias en ellos incluidas). La morfología de las rocas basálticas en cuerpos alineados de escaso espesor y largo recorrido es característica de las erupciones fisurales relacionados con ambientes tectónicos de *rift*. Se trataría entonces de fisuras de alimentación y expulsión de lava o *feeder dikes* como también son descritos por Hole *et al.* (1991) en Seal Nunataks, al sur de isla Marambio. En el Grupo volcánico James Ross se reconocen basaltos emplazados en ambientes acuáticos submarinos, subglaciares y también subaéreos, pero en isla Marambio, el desarrollo de brechas hialoclásticas y la formación de palagonita por hidratación de vidrio de tipo sideromelana indican que estos basaltos se habrían emplazado en condiciones subacuáticas. Tanto la

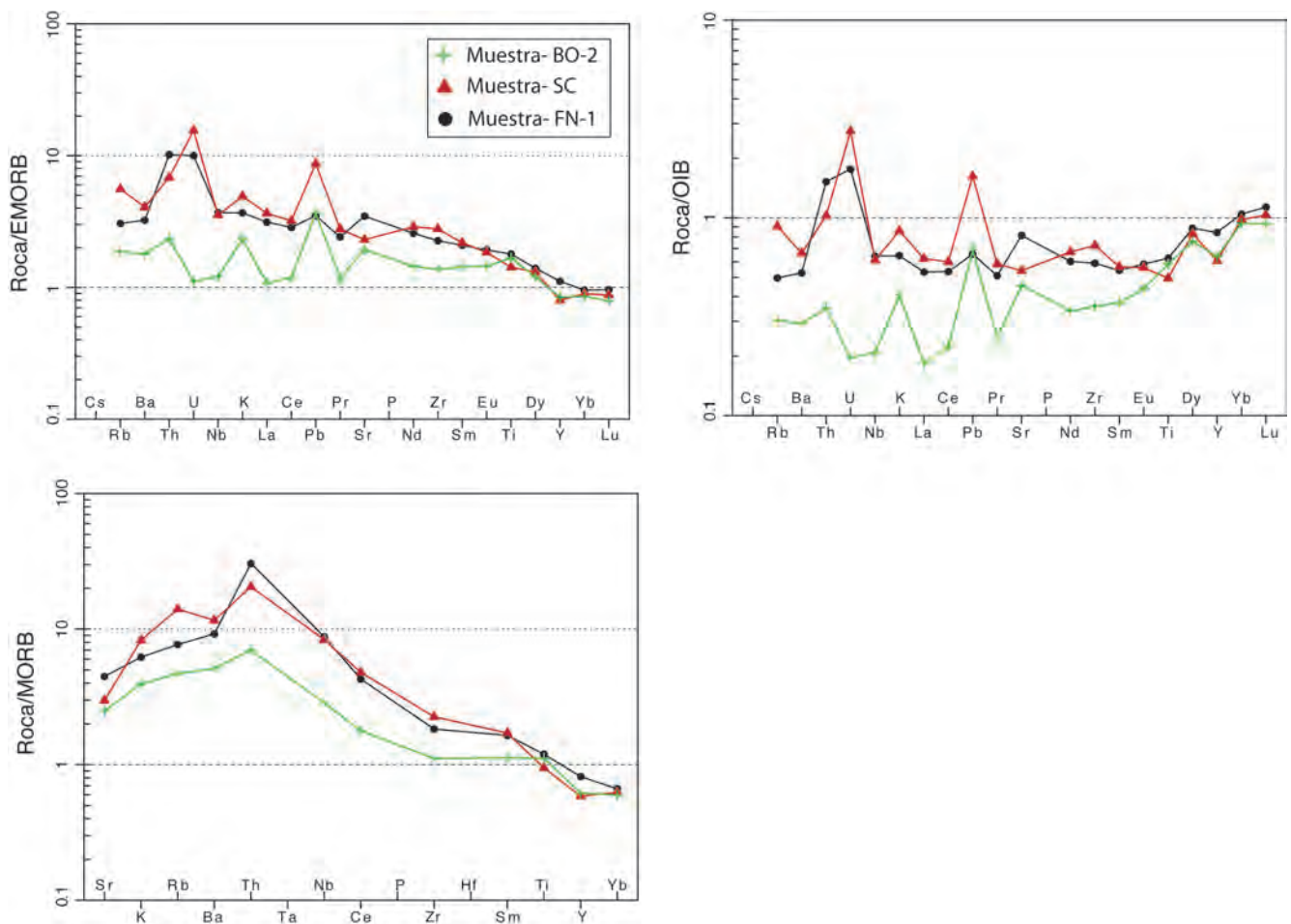


Figura 5.15.- Diagramas multi-elementales (tipo "spider") normalizados a E-MORB, OIB (Sun y McDonough, 1989) y MORB (Pearce, 1983).

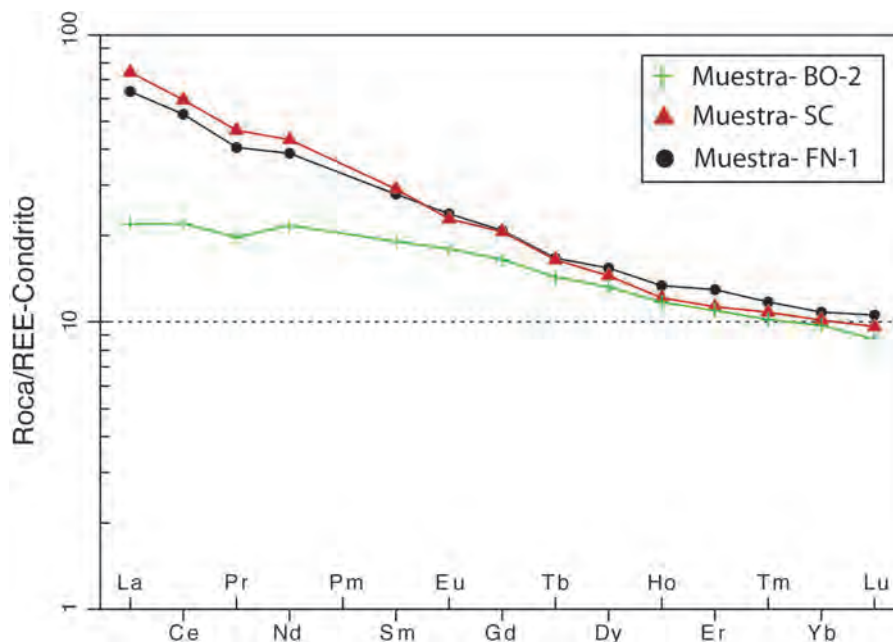


Figura 5.16.- Diagrama de tierras raras (REE) normalizadas a valores condriticos (Boynton, 1984).

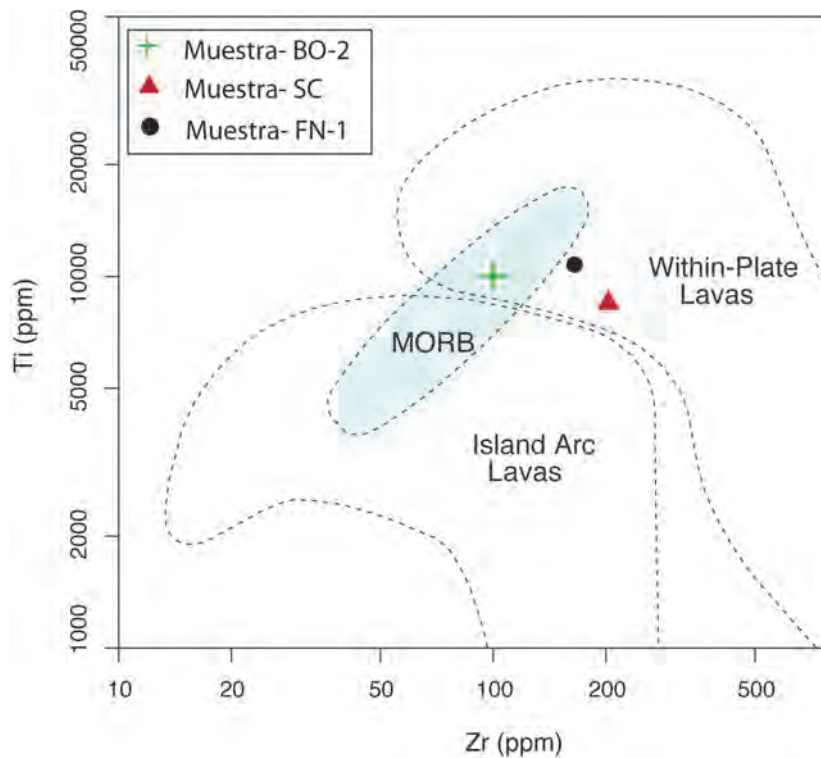


Figura 5.17.- Diagrama de clasificación tectónica (Pearce, 1982).

analcima como el vidrio palagonítico de los basaltos de isla Marambio, y las zeolitas de otros basaltos del Grupo volcánico James Ross, están enriquecidos en sodio indicando un emplazamiento en un ambiente marino, o bien que los basaltos previamente emplazados en condiciones subaéreas o subglaciares hayan estado sujetos a la influencia de aguas marinas por ascensos posteriores del nivel del mar (Montenegro, 2013 y referencias incluidas).

Este vulcanismo basáltico de naturaleza alcalina se habría desarrollado en un régimen extensional posterior a la subducción de la corteza oceánica Pacífica por debajo de la costa oeste de la Península Antártica durante más de 200 millones de años y cuyo

cese tuvo lugar por una serie de colisiones de dorsales oceánicas (Baker *et al.*, 1977; Hole *et al.*, 1991; Hole y Larter, 1993; Hole y Saunders, 1996; Massaferró *et al.*, 1997). Debido a las coordenadas y vergencia de la subducción (desde el N-NO hacia el S-SE) esta zona del manto superior debió verse bastante afectada. Cualquier fundido generado en este tipo de manto debería tener naturas calcoalcalinas. Sin embargo las rocas volcánicas de isla Marambio presentan afinidad alcalina o alcalina-transicional. Para explicar esta discrepancia, algunos autores (Hole *et al.*, 1991, y referencias allí contenidas) han propuesto una rotura de la litosfera oceánica subducida que generaría una ventana tectono-magmática (*slab window*) a través de la cual ascendería un manto convectivo (astenosférico) no afectado por la subducción.

El ascenso y descompresión isotérmica de este manto generaría fundidos parciales con firmas de tipo alcalino a presiones relativamente bajas (zona espinela-plagioclasa). En el caso concreto de las rocas volcánicas de isla Marambio algunos ras-

gos geoquímicos parecen indicar cierta contaminación cortical de fundidos máficos derivados de un manto no afectado por subducción que podría corresponder con este manto astenosférico.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAKER, P.E.; BUCKLEY, F. and REX, D.C. (1977): Cenozoic volcanism in the Antarctic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, B279: 131-142.
- BOYNTON, W.V. (1984): Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (P. Henderson, Ed.). Elsevier: 63-114.
- BURTON-JOHNSON, A. and RILEY, T.R. (2015): Autochthonous accreted terrane development of continental margins: a revised in situ tectonic history of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, 172: 822-835.
- CASELLI, A.T. y MASSAFERRO, G.I. (1997): Hallazgo de peperitas en isla Marambio, Antártida: algunas consideraciones sobre su emplazamiento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3): 400-404.
- ELLIOT, D. (1988): Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, Northern Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. (Feldman, R.M. and Woodburne, M.O. Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 541-555.
- GHIORSO, M.S. and SACK, R.O. (1995): Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 197-212.
- GRAPES, R. (2006): *Pyrometamorphism*. Springer Verlag, Berlin.
- (2010): *Pyrometamorphism*. Springer Verlag, Berlin.
- HOLE, M.I. and LARTER, R.D. (1993): Trench-proximal volcanism following ridge crest-trench collision along the Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 12 (4): 897-910.
- HOLE, M.J. and SAUNDERS, A.D. (1996): The generation of small melt-fractions in truncated melt columns: constraints from magmas erupted above slab windows and implications for MORB genesis. *Mineralogical Magazine*, 60: 173-189.
- HOLE, M.J.; ROGERS, G.; SAUNDERS, A.D. and STOREY, M. (1991): Relation between alkalic volcanism and slab-window formation. *Geology*, 19: 657-660.
- MASSABIE, A. y MORELLI, J. (1977): Buchitas de la isla Vicecomodoro Marambio sector Antártico Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(1): 44-51.
- MASSAFERRO, G.I.; CASELLI, A.T. y ROVERE, E.I. (1994): Hallazgo de vulcanitas pleistocenas en isla Marambio, Antártida. *Acta 3ª Jornadas de comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires*: 99-103.
- MASSAFERRO, G.I.; CASELLI, A.T. y ROVERE, E.I. (1997): Petrogénesis de las rocas eruptivas de las islas Marambio y Cerro Nevado, Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(4): 481-490.
- MONTENEGRO, T. (2013): Las zeolitas de los basaltos del Grupo Volcánico Isla James Ross, en las proximidades de Punta Santa Rita, Isla James Ross, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(4): 577-582.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S. y OLIVERO, E. (2013): Mapa Geológico de isla Marambio (Seymour); escala 1:20.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (R.S. Thorpe, ed.). *John Wiley & Sons, Chichester, U.K.*: 525-548.
- (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (C.J. Hawkesworth and M.J. Norry, eds.). *Shiva Press, Nantwich, U.K.*: 230-249.
- (1996): A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks* (D.A. Wyman, ed.). *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes*, 12: 79-114.
- (2008): Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100: 14-48.
- RINALDI, C.; MASSABIE, A.; MORELLI, J.; ROSENMAN, L. y DEL VALLE, R. (1978): *Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida*. Instituto Antártico Argentino Contribución, 217: 1-37.
- RYAN, C.J. (2007): *Mesozoic to Cenozoic igneous rocks from Northwestern Graham Land: constraints on the tectonomagmatic evolution of the Antarctic Peninsula*. Unpublished Ph Thesis, University of Brighton, 380 p.
- SMELLIE, J.L. (2006): The relative importance of supraglacial versus subglacial meltwater escape in basaltic subglacial tuya eruptions: an important unresolved conundrum. *Earth Sciences Reviews*, 74: 241-268.
- SMELLIE, J.L.; JOHNSON, J.S. and NELSON, A.E. (2013): Geological map of James Ross Island. I. James Ross Island Volcanic Group (1:125 000 scale). *BAS GEOMAP 2 Series, Sheet 5, British Antarctic Survey, Cambridge, UK*.
- SMELLIE, J.L.; JOHNSON, J.S.; MCINTOSH, W.C.; ESSER, R.; GUDMUNDSSON, M.T.; HAMBREY, M.J. and VAN WYK DES VRIES, B. (2008): Six million years of glacial history recorded in volcanic lithofacies of the James Ross Island Volcanic Group, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260: 122-148.
- SMELLIE, J.L.; MCARTHUR, J.M.; MCINTOSH, W.C. and ESSER, R. (2006): Late Neogene interglacial events in the James Ross Island region, northern Antarctic Peninsula, dated by Ar/Ar and Sr-isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242: 169-187.
- SMELLIE, J.L.; MILLAR, I.L.; REX, D.C. and BUTTERWORTH, P.J. (1998): Subaqueous, basaltic lava dome and carapace breccia on King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Bulletin of Volcanology*, 59: 245-261.
- SUN, S. and McDONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (A.D. Saunders and M.J. Norry, eds.). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 42: 313-345.



## 6. TECTÓNICA

*A. Maestro y J. López-Martínez*

### Índice del capítulo

<b>6. TECTÓNICA</b> .....	<b>191</b>
6.1. INTRODUCCIÓN .....	191
6.2. CONTEXTO GEOTECTÓNICO .....	191
6.3. ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS .....	194
6.4. EVOLUCIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS DESDE EL CENOZOICO HASTA LA ACTUALIDAD EN ISLA MARAMBIO (SEYMOUR).....	198
6.4.1. Campo de esfuerzos Cenozoico .....	198
6.4.2. Campo de esfuerzos reciente y actual .....	199
6.4.3. Modelo geodinámico .....	201
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	205



## 6. TECTÓNICA

El análisis de las mesoestructuras frágiles existentes en los sedimentos del Cretácico Superior-Cuaternario de isla Marambio (Seymour) ha permitido establecer los campos de esfuerzos tectónicos que han actuado durante el Cenozoico en este sector de la Península Antártica. La mayoría de los tensores de esfuerzos obtenidos tras el análisis, corresponden a elipsoides extensionales, aunque se ha podido determinar también la existencia de tensores compresivos. Se han determinado dos modas principales en la orientación de  $\sigma_3$ , NE-SO y NO-SE.

Este régimen extensional generalizado puede relacionarse con una importante etapa de *rifting* en la Península Antártica desde el Cretácico Superior al Cuaternario que dio lugar al desarrollo de las cuencas extensionales de trasarco de James Ross y Bransfield. Los estados de extensión con orientación NO-SE son compatibles con el patrón de esfuerzos establecido para la evolución tectónica reciente del sector septentrional de la Península Antártica y la Dorsal Sur de Scotia, como resultado tanto de la subducción y retroceso (*roll-back*) de la antigua Placa Phoenix, como del movimiento sinistroso del límite sur de la Placa de Scotia con la Fosa de las Shetland del Sur. Por otro lado, el campo extensional NE-SO se explicaría en relación al desplazamiento de la Placa Sudamericana con respecto a la Placa Antártica a lo largo de fallas transcurrentes sinistras que causaron la fragmentación de la Península Antártica durante el Eoceno-Oligoceno. Estos procesos indujeron una dirección de extensión NE-SO que daría lugar al desarrollo de la Cuenca Powell por el desplazamiento hacia el este del Microcontinente de las Orcadas del Sur en relación con la Península Antártica. Esta etapa extensional fue generalizada en la parte noroccidental del Mar de Weddell.

Finalmente, los estados de esfuerzos compresivos determinados en isla Marambio (Seymour) podrían estar relacionados con el aumento, desde los márgenes activos hasta las regiones intraplaca, de las magnitudes relativas de los esfuerzos, o por procesos de elevación glacioisostáticos durante el Cuaternario.

### 6.1. INTRODUCCIÓN

La evolución tectónica y del régimen de esfuerzos desde el Cretácico Superior a la actualidad en isla Marambio (Seymour), está estrechamente relacionado con la interacción entre las diversas placas litosféricas que bordean la Placa Antártica, donde se localiza esta isla: la antigua Placa de Phoenix, ahora unida a la Placa Antártica; la Placa de Scotia; y la Placa Sudamericana (ver Bohoyo *et al.*, 2016, para tener una visión general del contexto geológico del Paso del Drake y la relación entre las diferentes placas tectónicas citadas). En la parte septentrional de la Península Antártica, los principales procesos tectónicos que han influido de una manera directa en la evolución tectónica de isla Marambio (Seymour) han sido: **i)** movimiento de desgarre y subducción o retroceso (*rollback*) de la placa en la fosa de las Shetland del Sur desde el Jurásico (Barker, 1982; Maldonado *et al.*, 1994; Lawver

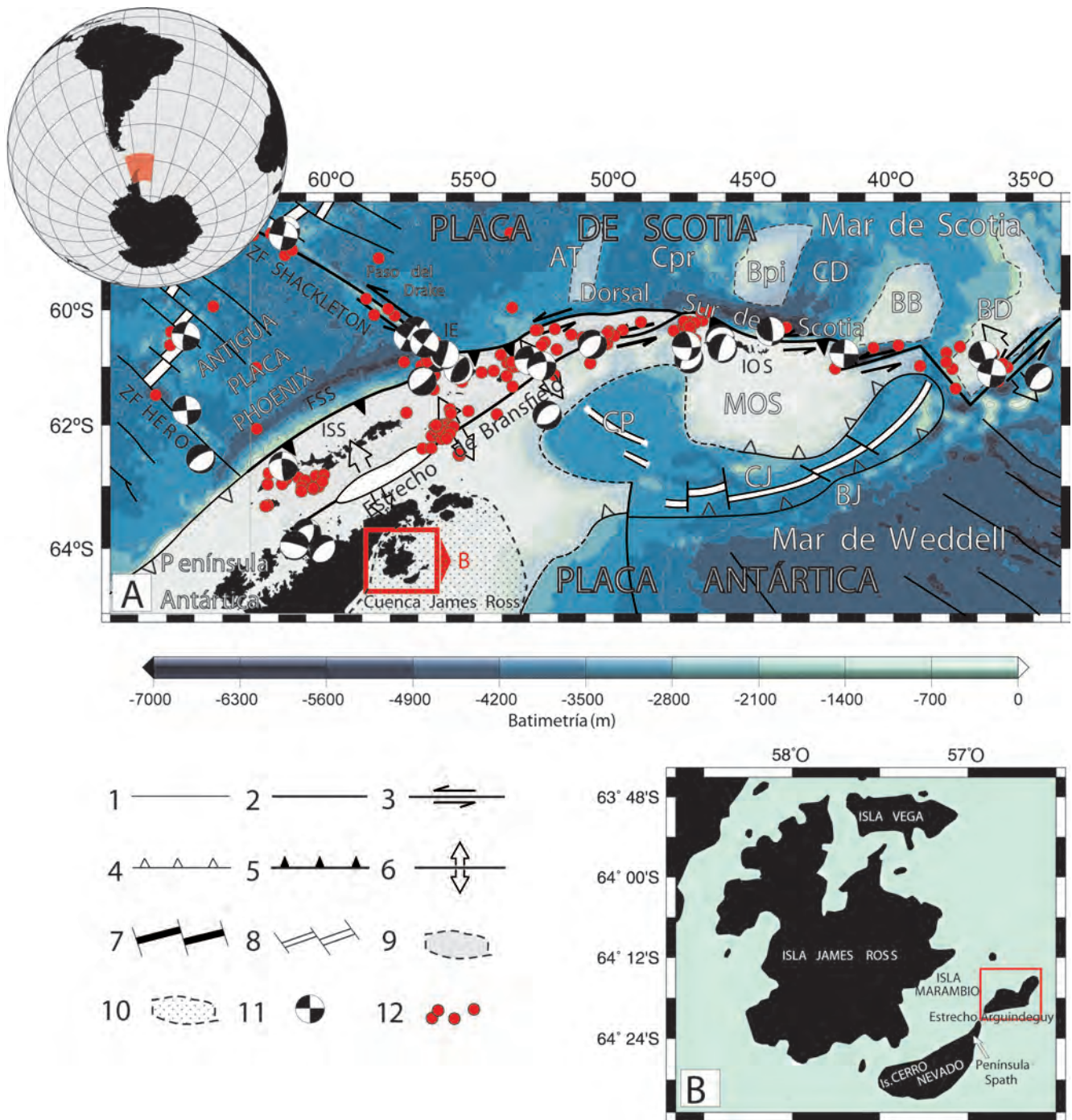
*et al.*, 1996); **ii)** *rifting* en la Cuenca de Bransfield desde el Plioceno (Lawver *et al.*, 1996; González-Casado *et al.*, 1999, 2000; Maestro *et al.*, 2007a); **iii)** movimiento transcurrente y subducción a lo largo de la Dorsal Sur de Scotia desde el Mioceno superior (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; Acosta y Uchupi 1996; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1997; Eagles y Livermore, 2002; Giner-Robles *et al.*, 2003; Bohoyo, 2004; Eagles *et al.*, 2006; Bohoyo *et al.*, 2007); y **iv)** expansión del lecho marino en relación a la apertura del Mar de Weddell (Livermore y Woollett, 1993; Ghidella *et al.*, 2002; Kovacs *et al.*, 2002).

### 6.2. CONTEXTO GEOTECTÓNICO

Isla Marambio (Seymour) se localiza en la subcuenca James Ross, en el sector septentrional de cuenca Larsen (Macdonald *et al.*, 1988). Esta cuenca se desarrolló desde el Cretácico Superior hasta el Eoceno en relación a la subducción progresiva hacia el sureste de la antigua Placa Phoenix bajo la Placa Antártica a lo largo de la fosa de las Shetland del Sur (Fig. 6.1) (Larter y Barker, 1991; Maldonado *et al.*, 1994). Por esta razón, la cuenca Larsen ha sido definida como una cuenca trasarco con respecto al arco magmático ubicado en la Península Antártica (Macdonald *et al.*, 1988), que funcionó como margen pasivo en el área del Mar de Weddell (Pirrie, 1994).

La fosa de las Shetland del Sur es el último vestigio del margen activo pacífico de la Península Antártica durante el Mesozoico y el Cenozoico (Barker, 1982). La Placa Phoenix se convirtió en parte de la Placa Antártica cuando la expansión del lecho marino se detuvo en el Paso de Drake hace 4 Ma, un evento que se ha relacionado con el cese de la subducción en la zona de la fosa de las Shetland del Sur (Barker, 1982). Sin embargo, los análisis de los mecanismos focales de terremotos (Pelayo y Wiens, 1989) y la información proporcionada por el estudio de perfiles sísmicos multicanal de reflexión migrados que se han realizado a lo largo de la fosa de las Shetland del Sur (Maldonado *et al.*, 1994), proporcionan evidencias de que la subducción se mantiene activa en el margen norte del Bloque de las Shetland del Sur hasta la actualidad. La evidencia del magmatismo conectado con la subducción de la antigua Placa Phoenix (Barker, 1982), se manifiesta por la existencia de rocas plutónicas y volcánicas expuestas a lo largo del sector septentrional de la Península Antártica y en los archipiélagos próximos localizados en su parte occidental. La datación de estas rocas demuestra una migración hacia el noroeste de la actividad magmática a lo largo de las islas Shetland del Sur desde el Paleógeno hasta la actualidad (Barker *et al.*, 1991; Willan y Kelley, 1999).

La evolución de la Cuenca de James Ross es compleja debido al desarrollo de procesos de transcurrancia o de extensión oblicua a lo largo de su margen noreste en relación a la separación de las placas Antártica y Sudamericana. Este movimiento relativo se evidencia por el adelgazamiento de la corteza continental y los procesos de expansión del lecho marino, que son consistentes con un período de divergencia de las placas en dirección E-O en el mar de Scotia durante el Oligoceno (Barker *et al.*, 1991). Sin embargo,



**Figura 6.1.- A.-** Contexto tectónico y mapa batimétrico del sector septentrional de la Península Antártica (modificado de Galindo-Zaldívar *et al.*, 2006a). El mapa batimétrico se ha realizado a partir de datos de satélite y de campañas oceanográficas (Smith y Sandwell, 1997). Los mecanismos focales de los terremotos del margen norte de la Península Antártica proceden del catálogo de Harvard Centroid Moment Tensor (CMT) (Dziewonski *et al.*, 1981). Se han mantenido los símbolos originales para representar los mecanismos focales (blanco = compresión; negro = extensión). Los epicentros de los terremotos proceden de la base de datos NEIC ([www.neic.cr.usgs.gov/](http://www.neic.cr.usgs.gov/)). Las islas James Ross y Marambio (Seymour) han sido remarcadas con un cuadro rojo. **Legenda:** 1 = Falla transformante inactiva, 2 = Falla transformante, 3 = Falla transcurriente con indicador de sentido de movimiento, 4 = Zona inactiva de subducción, 5 = Zona de subducción, 6 = Zona de extensión, 7 = Eje de las dorsales de expansión, 8 = Dorsal de expansión inactiva, 9 = Corteza continental sumergida, 10 = Cuenca James Ross, 11 = Mecanismo focal, 12 = Epicentro de terremoto. BB = Banco Bruce, CD = Cuenca Dove, BD = Banco Discovery, IE = Isla Elefante, ZF = Zona de Fractura, CJ = Cuenca Jane, BJ = Banco Jane, BPI = Banco Pirie, CP = Cuenca Powell, CPr = Cuenca Protector, IOS = Islas Orcadas del Sur, MOS = Microcontinente de las Orcadas del Sur, ISS = Islas Shetland del Sur, AT = Alto Terror. **B.-** Principales elementos geográficos alrededor de Isla Marambio. Figura modificada de Maestro *et al.* (2008).

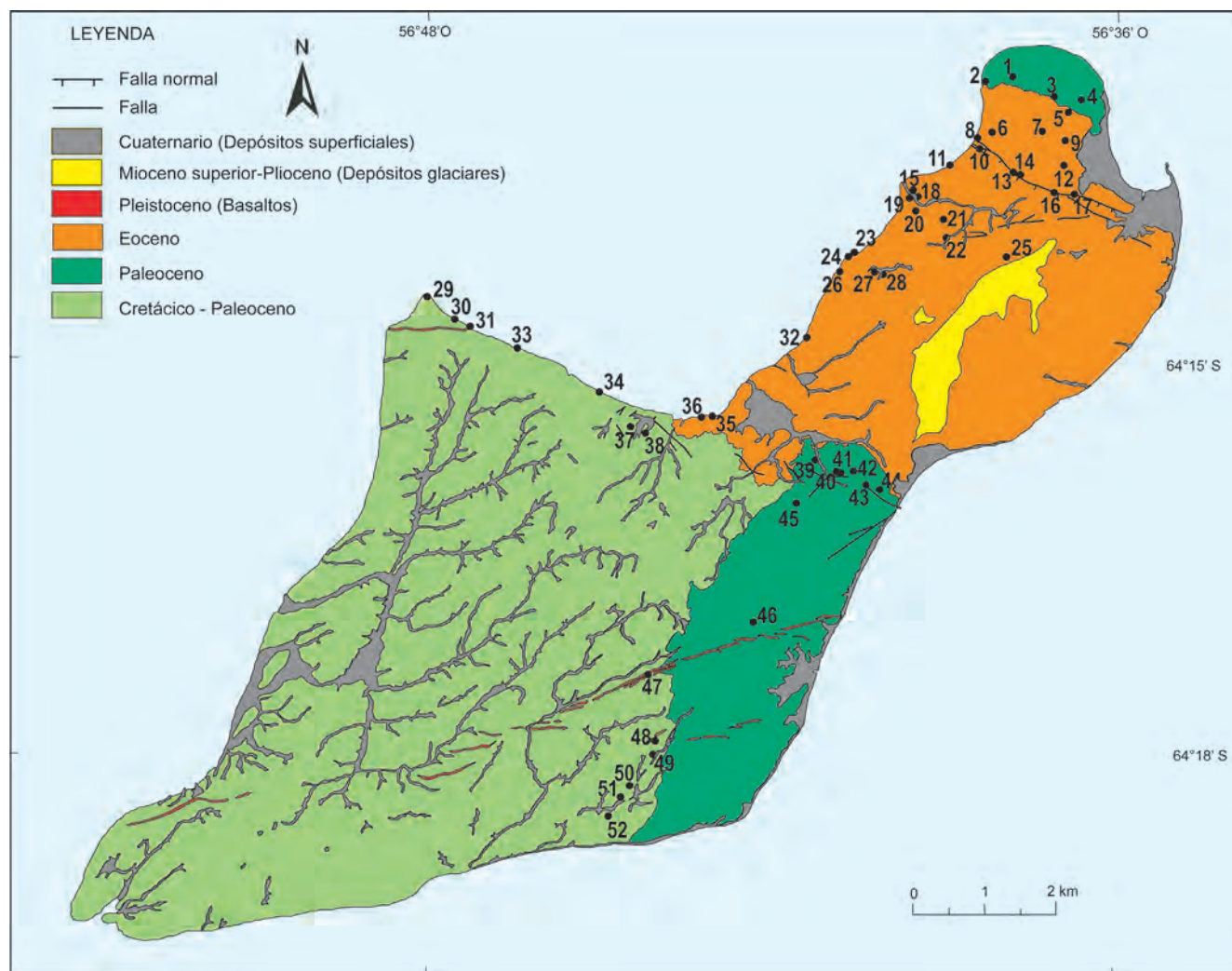
otros autores han datado el inicio de los procesos de *rifting* durante el Ypresense (53-47 Ma) (Livermore y Woollett, 1993; Livermore *et al.*, 2005). Los procesos extensionales a lo largo de este margen pueden haber controlado el desarrollo de las cuencas sedimentarias Powell, Protector y Dove (Acosta y Uchupi, 1996; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1997; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996, 2006a,

2006b, 2006c; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1997; Eagles y Livermore, 2002; Eagles *et al.*, 2006). La cuenca Powell es una pequeña cuenca oceánica ubicada dentro de la Placa Antártica (Fig. 6.1). Las anomalías gravimétricas identificadas revelan un eje de simetría de tendencia NO-SE, que puede interpretarse como un eje de expansión (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1997). La edad máxima de

expansión oceánica en la Cuenca Powell, estimada en 29 Ma, está basada en la determinación de la profundidad de la corteza de la cuenca oceánica tras corregir los procesos de subsidencia relacionados con la carga de sedimentos (King y Barker, 1988). Sin embargo, mediciones de flujo de calor hechas por Lawver *et al.* (1994) proporcionaron una edad Eoceno superior a Oligoceno inferior (32-38 Ma) para la formación de la cuenca. Edades semejantes se han obtenido del análisis de sondeos profundos en el margen sur del Microcontinente de las Orcadas del Sur (sondeo 966, Barker *et al.*, 1988). Además, se han dragado basaltos alcalinos en el margen sur de la Cuenca Powell que Barber *et al.* (1991) dataron como eocenos, y cuyo origen han interpretado como vestigios de las etapas iniciales de la apertura de la cuenca. Coren *et al.* (1997) determinaron la edad de la corteza oceánica del sector norte en la Cuenca Powell a partir de la identificación de anomalías magnéticas marinas entre los 27 a 18 Ma. La asignación de Eagles y Livermore (2002) de una posible edad de 40-29,7 Ma del proceso de rifting en la Cuenca Powell coincide con un período de extensión temprana en el Paso de Drake, establecida sobre la base del movimiento relativo de la Placa Sudamericana respecto a la Placa Antártica (Livermore y Woollett, 1993). Esta etapa de expansión determinada por Eagles y Livermore (2002) coincide con la primera etapa fiable de expansión del lecho marino en el Paso de Drake, datada a partir del cron C8 a C10 (26,5 a 30 Ma). El cese de la expansión en la Cuenca Powell ocurrió justo antes del cron C6 (21,8 Ma), en un momento en que las placas Sudamericana

Antártica experimentaron cambios rápidos en su desplazamiento, pasando de presentar una dirección ONO-ESE a O-E (Barker y Lawver, 1988; King y Barker, 1988).

Las cuencas Protector y Dove se localizan en el borde sur de la Placa de Scotia (Fig. 6.1). La expansión y desarrollo de la Cuenca Protector se ha establecido a partir de la interpretación de anomalías magnéticas, y se relaciona con una etapa de *rift* que se propaga hacia el norte, activa durante un período de aproximadamente 3,6 Ma entre los cron C5Acn y C5Dn (14-17,6 Ma). La existencia de una dorsal de dirección NNE-SSO en la parte central de la Cuenca Dove sugiere que su apertura, relacionada con un proceso de expansión oceánico, tuvo lugar en dirección ESE-ONO. Las anomalías magnéticas identificadas establecen un rango de edades para el desarrollo de esta cuenca entre los cron C5B-C5E (15-18,7 Ma). La apertura de estas cuencas indica un estiramiento E-O regional relacionado con el desarrollo hacia el este del Arco de Scotia que continúa hasta la actualidad (Gallindo-Zaldívar *et al.*, 2006a, 2006b, 2006c). Sin embargo, Eagles *et al.* (2006), apoyándose en la profundidad del basamento, sugieren edades de expansión entre 40-20 Ma para ambas cuencas (finales del Eoceno al Oligoceno) y, establecen, a partir de escasos perfiles de anomalías magnéticas, la existencia de una corteza oceánica más antigua de 48 Ma (cron C21). Estos autores proponen, por lo tanto, que estas cuencas se desarrollaron antes de la formación del Paso de Drake y del Mar de Scotia.



**Figura 6.2.-** Mapa geológico simplificado de isla Marambio (Seymour) y localización de las estaciones analizadas. Figura modificada de Maestro *et al.* (2008).

### 6.3. ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

Las unidades sedimentarias de isla Marambio (Seymour) están apenas deformadas. Las unidades más antiguas de la secuencia sedimentaria, de edad Maastrichtiense-Daniense (Grupo Marambio), se disponen constituyendo una secuencia monoclinada de dirección NNE-SSO inclinadas hacia el sureste con un buzamiento de unos 7° (Fig. 6.3A). De igual manera, las unidades del Paleoceno al Oligoceno (Grupo Seymour Island) presentan buzamientos de 2°-4° hacia el sureste (Fig. 6.3B y C). Finalmente, las unidades más recientes, de edad Mioceno superior y Plioceno (Fm Hobbs Glacier y Fm Weddell, respectivamente), que cubren las rocas sedimentarias de La Meseta se disponen horizontales.

El análisis de paleoesfuerzos se realizó a partir del análisis poblacional de estructuras frágiles, principalmente planos de fallas y diaclasas de tensión, medidas en 52 estaciones en rocas detríticas del Cretácico superior-Oligoceno (Fig. 6.2). Se midieron y analizaron alrededor de 240 fallas (33 estaciones), cerca de 1.000 fracturas de tensión (19 estaciones), grietas de tensión (4 estaciones) y diques de basalto (3 estaciones) (Figs. 6.4 y 6.5). Las fallas normales (aproximadamente 200) presentan por lo general desplazamientos pequeños y son las estructuras predominantes a escala de afloramiento, aunque se reconocieron 12 fallas inversas. En ambos casos, el desplazamiento en la mayoría de los planos de falla varía de centímetros a pocos metros. La mayoría de los planos de diaclasas son verticales, mientras que las fallas normales e inversas presentan buzamientos entre 30°-80°.

En general, las fracturas a escala de afloramiento muestran orientaciones que varían entre NNE-SSO y NE-SO. El análisis direccional de las fallas normales e inversas también revela dos máximos relativos de dirección NE-SO y E-O (Fig. 6.6A). Las diaclasas muestran un máximo relativo de orientación NO-SE, aparte de la dirección principal citada anteriormente (Fig. 6.6B). La separación de las grietas de tensión oscila entre 5-20 cm, y están rellenas de cristales de calcita. Presentan una orientación preferentemente ENE-OSO y dos orientaciones secundarias con dirección E-O y ESE-ONO (Fig. 6.6C), que en ocasiones forman sistemas conjugados (ver estaciones 37 y 39 en la Fig. 6.5). Los diques basálticos forman crestas alargadas de orientación NE-SO y dimensiones decamétricas a kilométricas con un espesor de 0,5 a 2 m (Fig. 6.6D). Investigaciones recientes han permitido reconocer dentro de los diques basálticos por lo menos dos pulsos eruptivos, el primero, datado en  $6,8 \pm 0,5$  Ma (Massabie y Morelli, 1977) y que pertenecería al evento principal que emplazó los diques, y otro más joven y muy localizado de  $1,34 \pm 0,07$  Ma (Massaferro *et al.*, 1994).

La mayoría de las diaclasas, grietas de extensión y los diques basálticos medidos corresponden a fracturas extensionales formadas en dirección normal a  $\sigma_3$  (Hobbs *et al.*, 1976; Mattauer, 1976; Delair, 1977; Ramsay y Huber, 1983; Hancock y Engelder, 1989).

El establecimiento de los paleoesfuerzos a partir del análisis de fallas se ha visto dificultado por la falta de indicadores cinemáticos de sentido de movimiento en la mayoría de las superficies de los planos de falla, por lo que el número de datos ha sido insuficiente para aplicar un método convencional de inversión de esfuerzos. Sin embargo, Lisle *et al.* (2001) proponen un nuevo método de inversión de esfuerzos basado únicamente en observaciones de la orientación del plano de falla y el sentido de deslizamiento aplicando criterios estratigráficos, lo que permite determinar tensores de esfuerzos en depósitos clásticos no litificados donde generalmente no hay estrías. Orife *et al.* (2002) desarrollaron una aplicación informática de este método, DIPSLIP, que determina no solo la orientación del eje de esfuerzos sino también la relación de esfuerzo,  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  (Wallace, 1951). Los resultados de este método son menos óptimos cuando se aplican a poblaciones de fallas generadas por varios tensores de esfuerzos. Por esta razón, es necesario subdividir la población de fallas en subsistemas cogenéticos (por ejemplo, fallas inversas y normales, respectivamente) antes del análisis, para poder encontrar el tensor de tensión que mejor explique el sentido registrado de las fallas medidas.

Los resultados del análisis de paleoesfuerzos se resumen en la Tabla 6.1. Los tensores de esfuerzos se dan con la orientación de los ejes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  y el valor modal de  $\Phi$  (Wallace, 1951). Además, se calculó  $R_b = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$  (Bott, 1959) para determinar el régimen de esfuerzos en cada estación analizada. La relación de esfuerzos  $R_b$  se obtuvo a partir del valor modal de  $\Phi$ : si  $\sigma_1 = \sigma_z$ ,  $R_b = 1 / \Phi$ ; si  $\sigma_2 = \sigma_z$ ,  $R_b = \Phi$ ; y si  $\sigma_3 = \sigma_z$ ,  $R_b = \Phi / (\Phi - 1)$ . La orientación de los ejes de tensión principales se representa gráficamente en el diagrama y-R (Simón, 1986) para mostrar la orientación de los ejes de esfuerzo horizontal máximo y su régimen de esfuerzo asociado (Fig. 6.7A). Se obtienen dos modas principales de orientación  $\sigma_3$ , NE-SO y NO-SE (Fig. 6.7B). El análisis de las diaclasas, juntas de extensión y diques basálticos puede indicar la orientación de  $\sigma_3$ , pero no el régimen tectónico asociado.

A escala de afloramiento, la cronología relativa de las estructuras extensionales y compresionales no es clara. Asimismo, no se pueden establecer relaciones cronológicas claras entre las orientaciones de  $\sigma_3$  NE-SO y NO-SE, aunque parece que la dirección de extensión NE-SO ha actuado hasta el Eoceno-Oligoceno, basándonos en la edad de la secuencia sedimentaria en que se encuentran las estructuras a partir de las cuales se ha determinado esta dirección

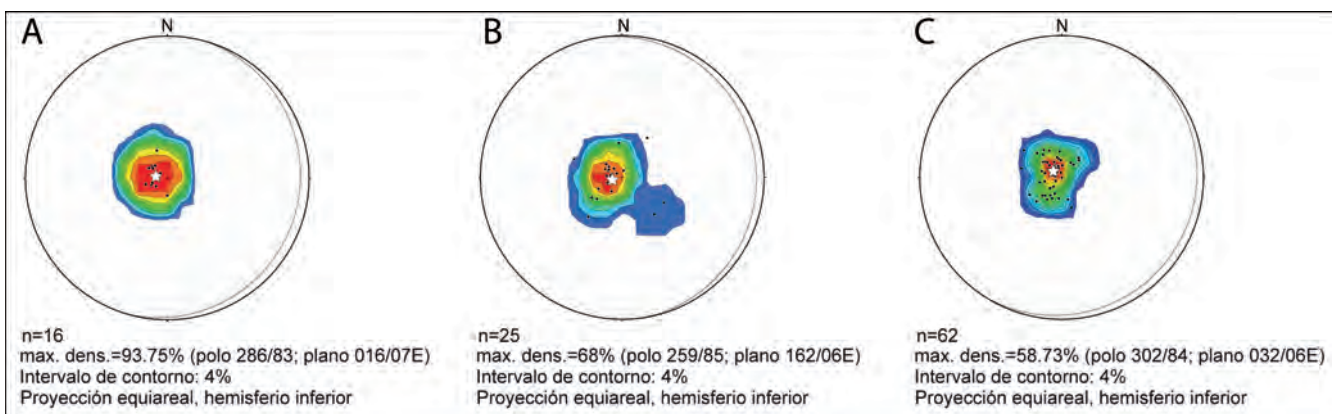
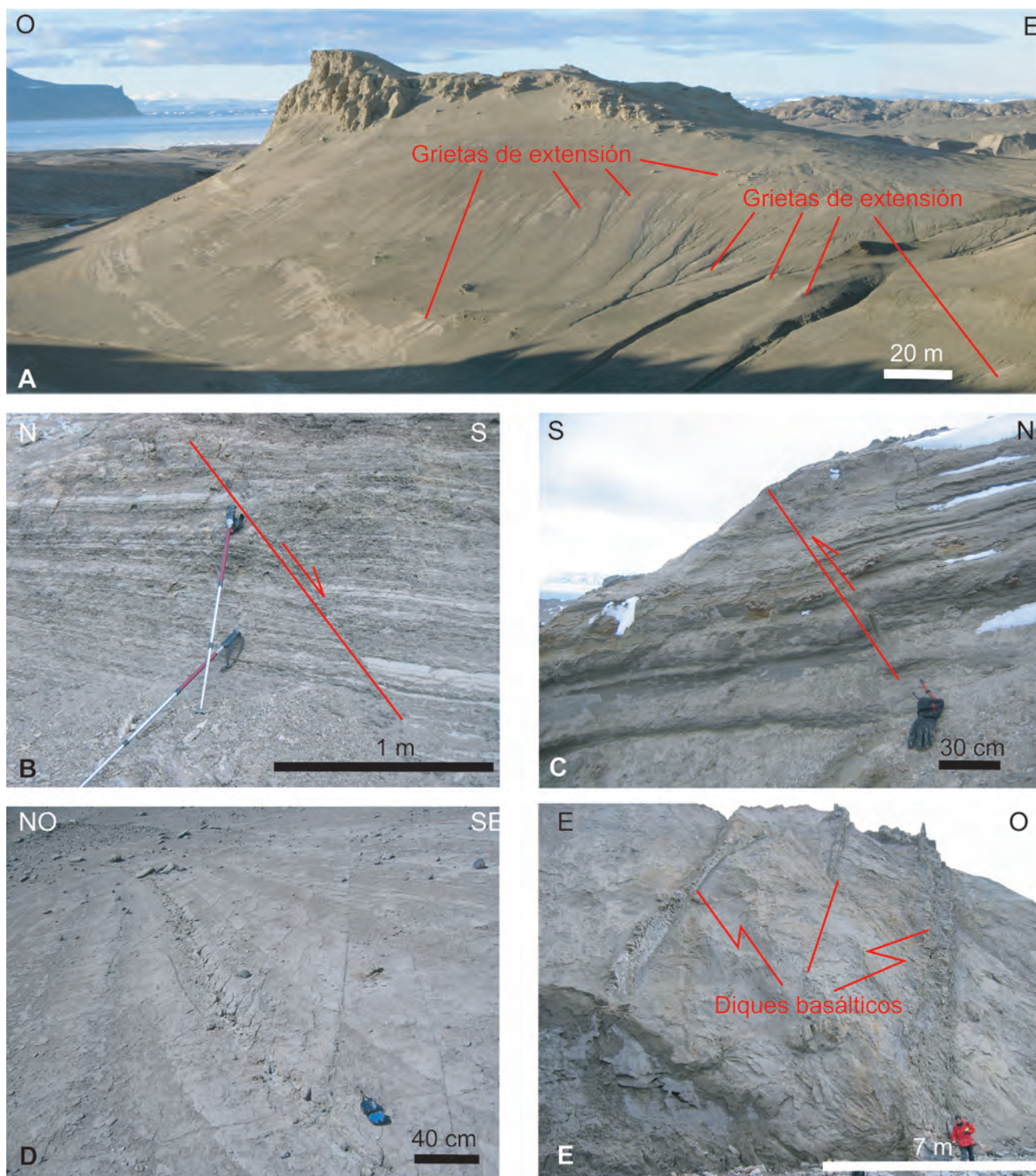


Figura 6.3.- A.- Estereogramas de densidades de los polos de estratificación de las unidades Cretácicas; B.- Paleocenas; y C.- Eocenas. Figura modificada de Maestro *et al.* (2008).

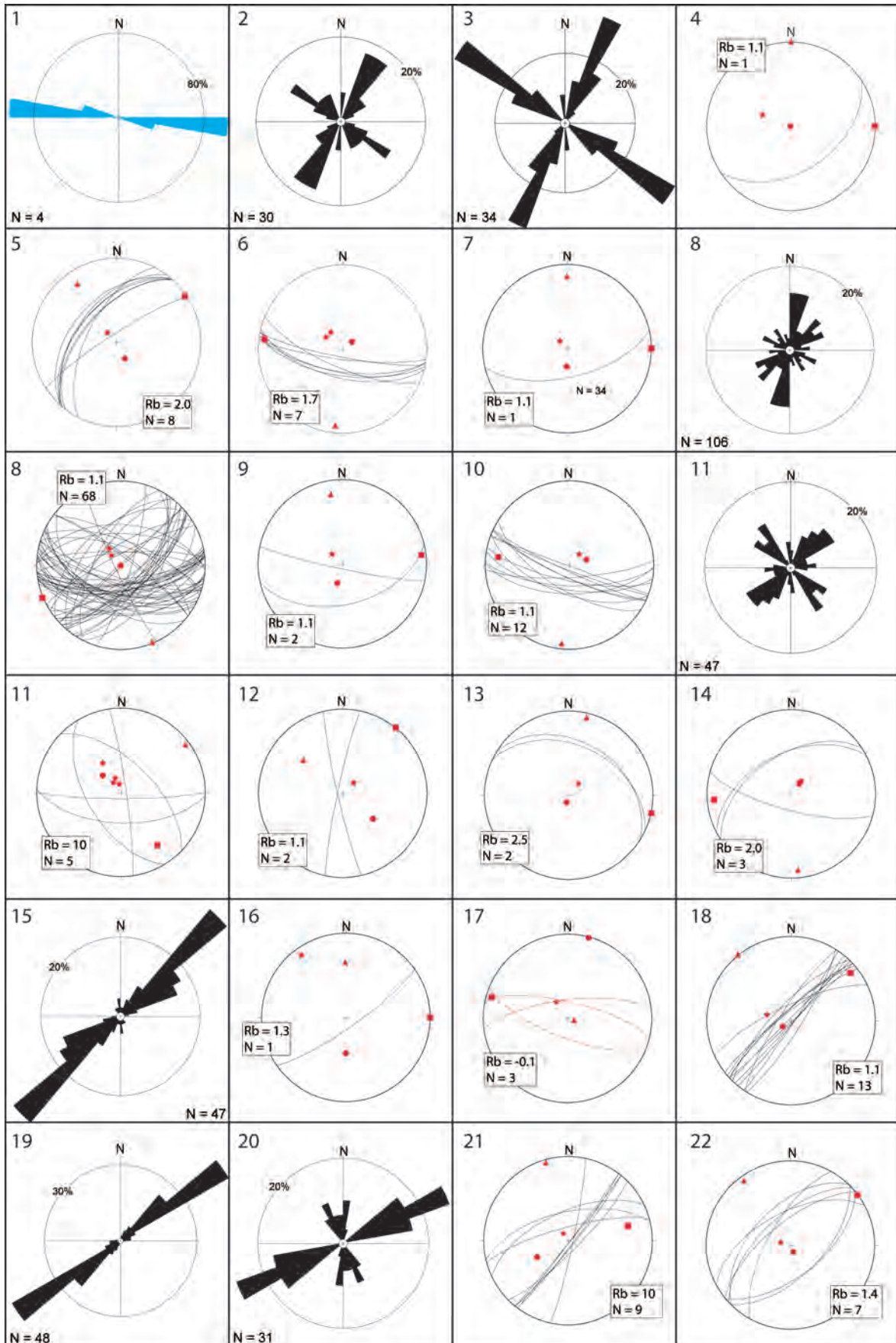


**Figura 6.4.-** Ejemplos de las mesoestructuras frágiles analizadas en este trabajo: **A.-** Grietas de extensión rellenas de calcita (Estación 40); **B.-** Falla normal (Estación 7); **C.-** Falla inversa (Estación 17); **D.-** Diaclasas (Estación 27); y **E.-** Diques basálticos (Estación 31). Figura modificada de Maestro *et al.* (2007b).

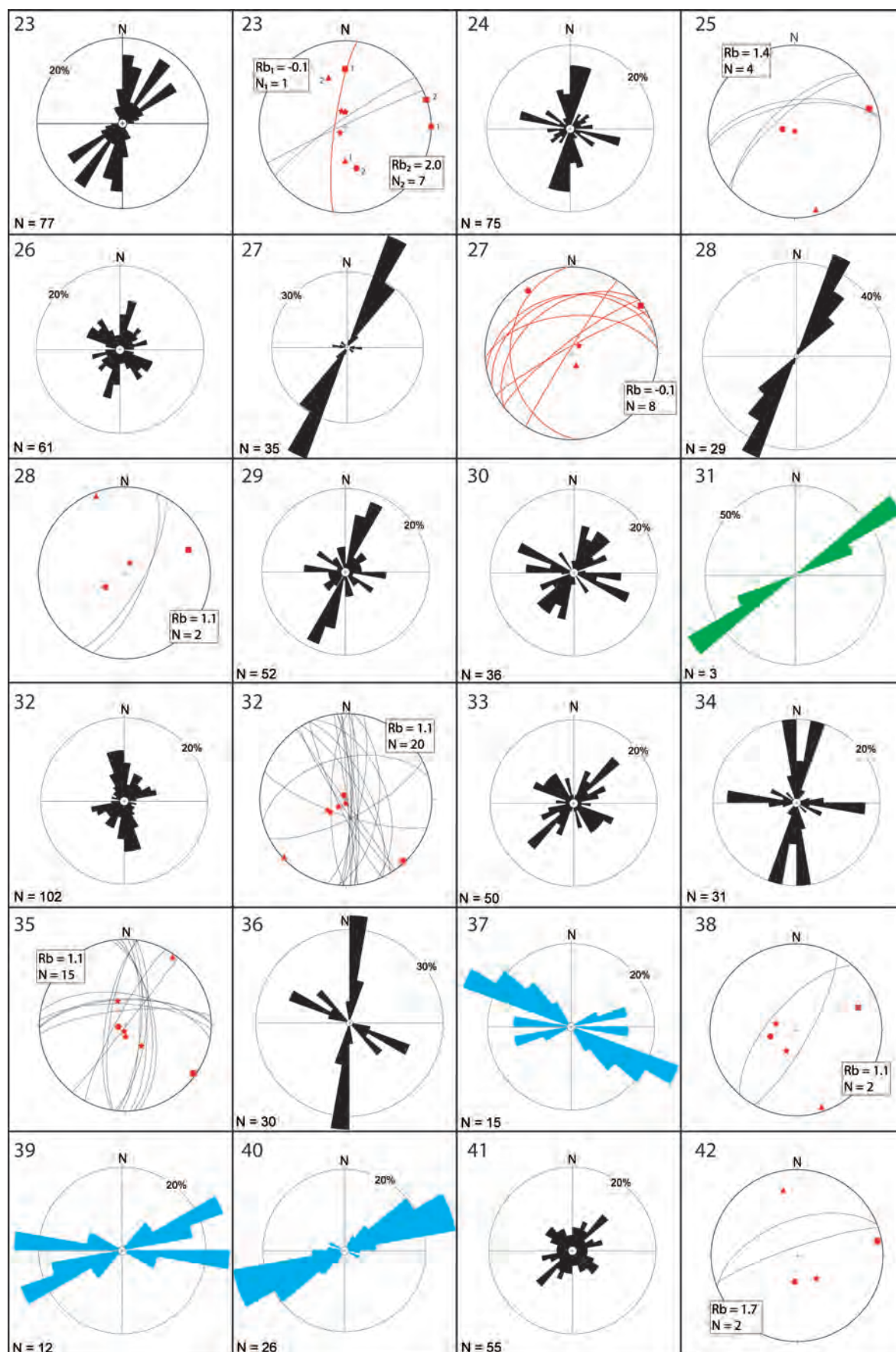
de extensión, aunque el número de observaciones no es estadísticamente significativo (Fig. 6.7C). Los resultados obtenidos del programa de interpolación LISSAGE (Lee y Angelier, 1994) han permitido cartografiar las trayectorias de  $\sigma_3$  en isla Marambio (Seymour) desde el Cenozoico hasta tiempos recientes (Fig. 6.8).

El campo de esfuerzos extensional de dirección NO-SE se ajusta a la evolución geodinámica propuesta para la Cuenca de Bransfield (Barker y Austin, 1994; Lawver *et al.*, 1996; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; González-Casado *et al.*, 2000); el Bloque de las Shetland

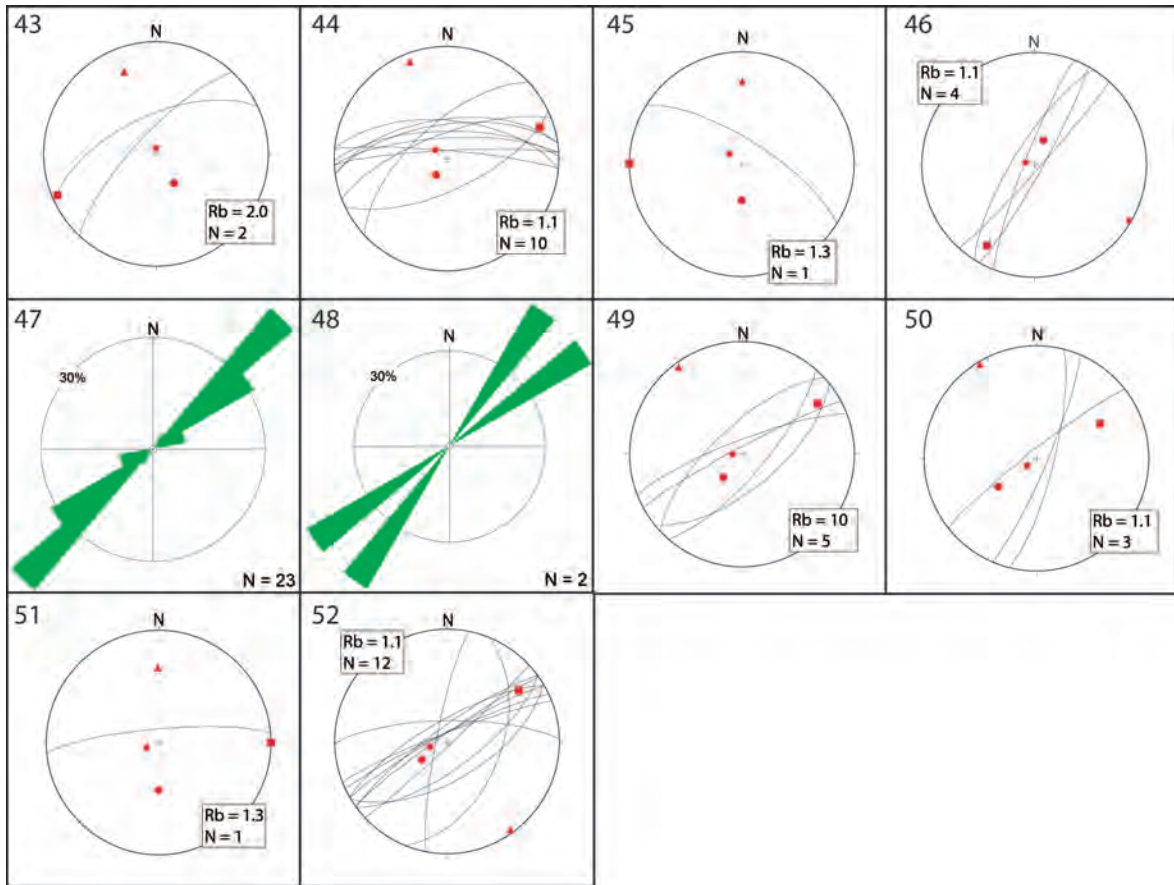
del Sur (González-Casado *et al.*, 1999; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2006a; Maestro *et al.*, 2006, 2007a, 2014); la Dorsal Sur de Scotia (Pelayo y Wiens, 1989; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996, 2006a; Giner-Robles *et al.*, 2003; Thomas *et al.*, 2003; Eagles *et al.*, 2006; Maestro *et al.*, 2014); y en el sector noroeste del Mar de Weddell (González-Ferrán, 1983; Bohoyo *et al.*, 2002). El campo de esfuerzos extensional de dirección NE-SO también es consistente con los modelos propuestos por González-Casado *et al.* (1999) y Maestro *et al.* (2007a) para las islas Decepción y Livingston y por Rodríguez-Fernández *et al.* (1997) para la Cuenca Powell.



**Figura 6.5.-** Orientación de los planos de fallas normales (líneas negras) e inversas (líneas rojas) con los que se han determinado los tensores de esfuerzos que aparecen en la Tabla 6.1. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Se representan los tensores de esfuerzos determinados ( $\sigma_1$ : círculo rojo;  $\sigma_2$ : cuadrado rojo;  $\sigma_3$ : triángulo rojo; y estratificación: estrella roja), relación de esfuerzos ( $Rb = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ ; Bott, 1959) y número de datos (N). Diagramas en rosa con la orientación de diaclasas (rosas negras), grietas de tensión (rosas azules) y diques basálticos (rosas verdes) indicando el número de datos (N). Figura modificada de Maestro *et al.* (2008).



**Figura 6.5 (continuación).**- Orientación de los planos de fallas normales (líneas negras) e inversas (líneas rojas) con los que se han determinado los tensores de esfuerzos que aparecen en la Tabla 6.1. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Se representan los tensores de esfuerzos determinados ( $\sigma_1$ : círculo rojo;  $\sigma_2$ : cuadrado rojo;  $\sigma_3$ : triángulo rojo), y estratificación: estrella roja, relación de esfuerzos ( $Rb = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ ; Bott, 1959) y número de datos (N). Diagramas en rosa con la orientación de diaclasas (rosas negras), grietas de tensión (rosas azules) y diques basálticos (rosas verdes) indicando el número de datos (N). Figura modificada de Maestro *et al.* (2008).



**Figura 6.5 (continuación).**- Orientación de los planos de fallas normales (líneas negras) e inversas (líneas rojas) con los que se han determinado los tensores de esfuerzos que aparecen en la Tabla 6.1. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Se representan los tensores de esfuerzos determinados ( $\sigma_1$ : círculo rojo;  $\sigma_2$ : cuadrado rojo;  $\sigma_3$ : triángulo rojo; y estratificación: estrella roja), relación de esfuerzos ( $Rb = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ ; Bott, 1959) y número de datos (N). Diagramas en rosa con la orientación de diaclasas (rosas negras), grietas de tensión (rosas azules) y diques basálticos (rosas verdes) indicando el número de datos (N). Figura modificada de Maestro *et al.* (2008).

**6.4. EVOLUCIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS DESDE EL CENOZOICO HASTA LA ACTUALIDAD EN ISLA MARAMBIO (SEYMOUR)**

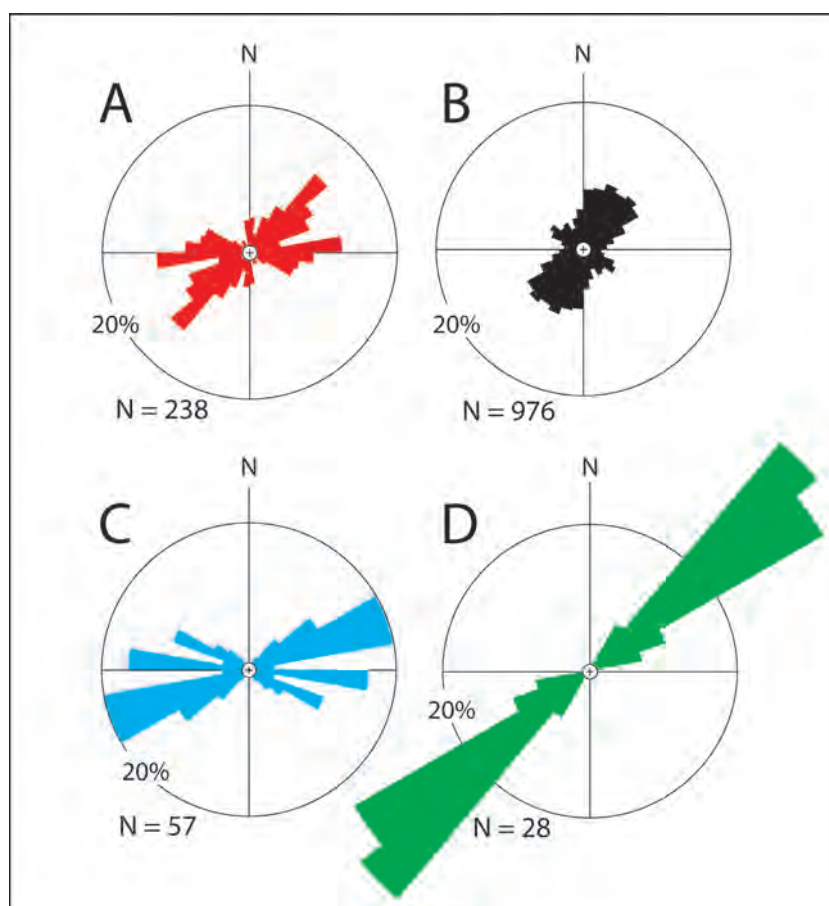
La existencia de dos direcciones de extensión principales durante el Cenozoico en el sector septentrional de la Península Antártica ha dado lugar a varias interpretaciones diferentes (por ejemplo, Barker, 1982; King y Barker, 1988; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1997; González-Casado *et al.*, 2000; Maestro *et al.*, 2006). Del mismo modo, no existe tampoco acuerdo en relación a los campos de esfuerzos tectónicos recientes locales y los establecidos a gran escala para la Placa de Scotia (Giner-Robles *et al.*, 2003). El régimen general de extensión del área norte de la Península Antártica es complejo debido a los cambios en la orientación del límite entre las placas de Scotia y Antártica, que da lugar a que se produzcan regímenes de esfuerzos extensionales y compresivos locales a lo largo de ella (Bohoyo *et al.*, 2007).

**6.4.1. Campo de esfuerzos cenozoico**

El campo de esfuerzos en el sector septentrional de la Península Antártica durante el Cenozoico se enmarca fundamentalmente dentro de un contexto extensional con episodios compresivos locales (Maestro *et al.*, 2006). Se han propuesto dos modelos evolutivos: **A.-** la apertura de las cuencas James Ross y Bransfield con una dirección de extensión NO-SE se relacionada con la subducción de la antigua Placa Phoenix bajo la placa Antártica y su posterior retroceso (*rollback*) en la Fosa de las Shetland del Sur (Barker, 1982; González-Ferrán, 1983, Maldonado *et al.*, 1994; Lawver *et*

*al.*, 1996) (Fig. 6.9A, B, C y D); y **B.-** el desplazamiento transcurrente dextrorro entre las placas Antártica y de Scotia durante el Eoceno tardío al Mioceno temprano, causando una extensión NE-SO, oblicua al desplazamiento, a lo largo del margen continental del sector septentrional de la Península Antártica. Este movimiento fragmentó la Península Antártica y probablemente causó que el Microcontinente de las Orcadas del Sur, se desplazara hacia el noreste de la Península Antártica formando la Cuenca Powell, de dirección ONO-ESE (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1997; Eagles y Livermore, 2002) (Fig. 6.9C y D).

El régimen de extensión con dirección NE-SO que desarrolló la Cuenca Powell también afectó al margen occidental de la Península Antártica. Los depósitos del Eoceno de isla Marambio (Seymour) rellenan un paleovalle encajado de orientación ONO-ESE en la paleoplataforma continental antártica, desarrollado principalmente por procesos de erosión y de subsidencia local que Porebski (2000), interpreta originado a lo largo de fallas extensionales que controlaban el desarrollo de los márgenes del valle. Los paleovalles, son paralelos a las directrices estructurales que regulan el desarrollo de la Cuenca Powell, y por lo tanto perpendiculares a la dirección de extensión NE-SO que pudo generarlos. Sin embargo, de estas fallas del borde de los valles incididos, no se ha encontrado evidencia. Lo abrupto de sus pendientes puede ser explicado con erosión en una bajada drástica del nivel del mar. No obstante, sí existen otras fallas sinsedimentarias como la Falla de López-Larsen (Figs. 3.11; 3.18B y 3.30D) y asociadas, otras paralelas a los bordes del paleovalle que afectan y controlan la sedimentación de parte de la serie de Fm La Meseta (Alms. Campamento,



**Figura 6.6.-** A.- Diagramas en rosa indicando la frecuencia de orientaciones de las fallas normales e inversas; B.- Diaclasas; C.- Grietas de tensión; y D.- Diques basálticos. N, número de datos. Figura modificada de Maestro *et al.* (2008).

Cucullaea I y Cucullaea II) durante el Eoceno inferior y medio. Del mismo modo, en la isla Cerro Nevado (Snow Hill) se observa una serie de fallas extensionales paralelas de dirección ONO-ESE que diseccionan la península de Spath, afectando a los depósitos de edad Campaniense-Daniense. El desplazamiento de la secuencia estratigráfica que se observa entre las islas Cerro Nevado (Snow Hill) y Marambio (Seymour) podría reflejar la existencia de una falla de dirección ONO-ESE en el Estrecho de Arguindeguy (Picnic) (Pirrie *et al.*, 1997). Finalmente, se han observado fallas normales al sur de la isla James Ross con bloques hundidos hacia el NE, junto a fracturas cementadas por calcita esparítica de dirección NO-SE, que afectan a los depósitos del Campaniense superior (Pirrie *et al.*, 1997). Estas fallas normales observadas en las islas Cerro Nevado (Snow Hill) y James Ross podrían relacionarse con un campo de esfuerzos extensional de orientación NE-SO.

#### 6.4.2. Campo de esfuerzos reciente y actual

La región de la Cuenca de Bransfield se caracteriza actualmente por presentar un régimen extensional de orientación NO-SE (Maestro *et al.*, 2007a, 2014; Alfaro *et al.*, 2010). El campo de extensión a lo largo de la Dorsal Sur de Scotia también es muy similar al de la Cuenca de Bransfield, pero los perfiles sísmicos multicanal interpretados y el análisis de los mecanismos focales de terremotos muestran principalmente zonas divididas cinemáticamente, donde se alternan zonas de desgarre puro o de deformación extensional, que son coherentes con la formación de cuencas de *pull-apart* (Acosta y Uchupi, 1996) y zonas de carácter transtensional (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; Giner-Robles *et al.*, 2003; Thomas *et al.*, 2003; Bohoyo *et al.*, 2007). Por otro lado, el área de enlace entre el Bloque de las Shetland del Sur y la Dorsal Sur

de Scotia es tectónicamente compleja. Los terremotos localizados en la parte sur de esta zona, cerca del extremo noreste del Bloque de las Shetland del Sur, están asociados con fallas inversas y oblicuas-inversas compatibles con una orientación E-O de  $\sigma_1$  (Giner-Robles *et al.*, 2003; Mink *et al.*, 2015). El origen de esta dirección de compresión se ha relacionado con los procesos de extensión producidos en la Cuenca de Bransfield, que causarían un campo de esfuerzos compresivos local en la parte norte del área sujeta a extensión (González-Casado *et al.*, 2000). Hacia el norte de este área, se han estudiado dos eventos sísmicos, ubicados a lo largo de la Zona de Fractura Shackleton, que presentan una orientación de  $\sigma_1$  NE-SO, relacionada con los procesos de convergencia entre las placas de Scotia y Antártica (Maldonado *et al.*, 2000).

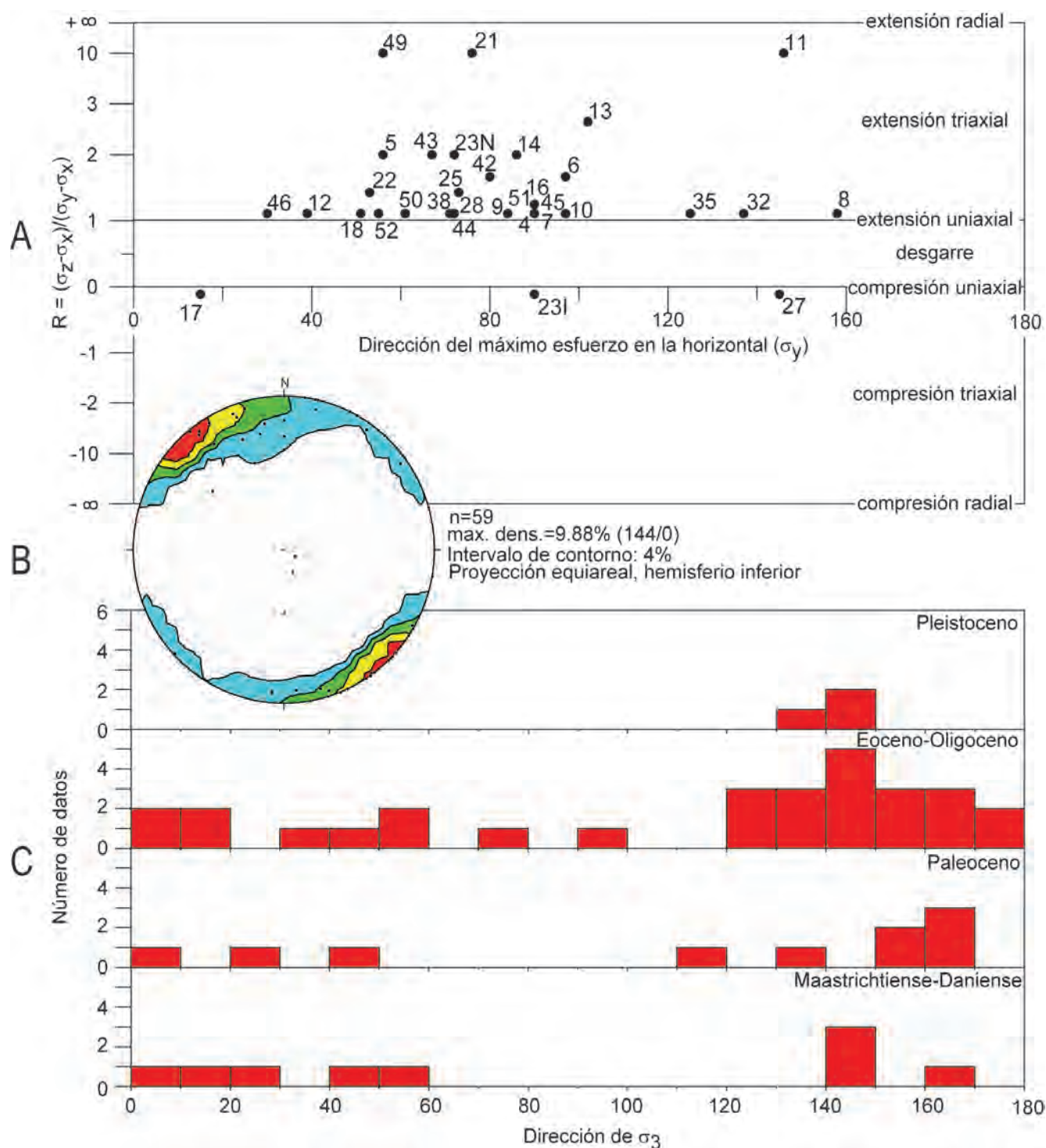
Los datos de orientación de los esfuerzos actuales, obtenidos a partir del análisis de los mecanismos focales de terremotos localizados en la fosa de las Shetland del Sur y de la Dorsal Sur de Scotia, del Mapa de Esfuerzos Mundial ([www.world-stress-map.org](http://www.world-stress-map.org)), del Centro de Información Nacional de Terremotos del Servicio Geológico de Estados Unidos (US Geological Survey National Earthquake Information Center, NEIC), y del Catálogo del Centroide Tensor Momento Sísmico del Laboratorio Sismológico de Harvard (Harvard Seismology Centroid Moment Tensor Catalog, Dziewonski *et al.*, 1981), desde 1973 hasta la actualidad, sugieren la existencia de una dirección de compresión de orientación NE-SO relacionada con el movimiento transcurrente sinistroso entre la Placa de Scotia y las placas Sudamericana y Antártica, y de una dirección de extensión perpendicular de orientación SE-NO (Pelayo y Wiens, 1989; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; González-Casado *et al.*, 2000; Giner-Robles *et al.*, 2003; Robertson *et al.*, 2003; Maestro *et al.*, 2007a, 2014) (Fig. 6.9F y G).

Estación	Edad	Formación	So	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	$\sigma_y$	$\Phi$	Rb	Estructura	N
1	Paleoceno	Sobral	162/09E	-	-	008/00	098/00	-	-	Grietas de extensión	4
2	Paleoceno	Sobral	084/20S	-	-	042/00	132/00	-	-	Diaclasas	30
3	Paleoceno	Sobral	155/08E	-	-	029/00	119/00	-	-	Diaclasas	34
4	Paleoceno	Wiman	021/30E	178/90	090/00	000/00	090/00	0.9	1.1	Fallas	1
5	Eoceno	La Meseta	047/12S	151/72	056/02	326/18	056/02	0.5	2.0	Fallas	8
6	Eoceno	La Meseta	045/20E	053/79	277/09	185/08	277/09	0.6	1.7	Fallas	7
7	Eoceno	La Meseta	045/10S	180/73	090/00	000/17	090/00	0.9	1.1	Fallas	1
8	Eoceno	La Meseta	051/17S	-	-	134/00	044/00	-	-	Diaclasas	106
8	Eoceno	La Meseta	051/17S	033/90	248/00	158/00	248/00	0.9	1.1	Fallas	68
9	Eoceno	La Meseta	044/13S	193/71	084/06	351/18	084/06	0.9	1.1	Fallas	2
10	Eoceno	La Meseta	132/14W	072/73	277/16	185/07	277/16	0.9	1.1	Fallas	12
11	Eoceno	La Meseta	065/17S	-	-	052/00	142/00	-	-	Diaclasas	47
11	Eoceno	La Meseta	065/17S	313/66	146/24	054/05	146/24	0.1	10.0	Fallas	5
12	Eoceno	La Meseta	135/14W	129/51	039/00	309/39	039/00	0.9	1.1	Fallas	2
13	Eoceno	La Meseta	130/15W	187/83	102/01	013/07	102/01	0.4	2.5	Fallas	2
14	Eoceno	La Meseta	130/15W	038/77	266/09	175/09	266/09	0.5	2.0	Fallas	3
15	Eoceno	La Meseta	061/08E	-	-	143/00	053/00	-	-	Diaclasas	47
16	Eoceno	La Meseta	055/80S	180/55	090/00	000/35	090/00	0.8	1.3	Fallas	1
17	Eoceno	La Meseta	057/19S	015/02	285/08	120/83	015/02	0.1	-0.1	Fallas	3
18	Eoceno	La Meseta	013/24E	232/81	051/10	321/01	051/10	0.9	1.1	Fallas	13
19	Eoceno	La Meseta	018/12E	-	-	147/00	057/00	-	-	Diaclasas	48
20	Eoceno	La Meseta	017/05E	-	-	155/00	065/00	-	-	Diaclasas	31
21	Eoceno	La Meseta	057/08S	242/56	076/28	344/05	076/28	0.1	10.0	Fallas	9
22	Eoceno	La Meseta	015/10E	158/83	053/02	323/07	053/02	0.7	1.4	Fallas	7
23	Eoceno	La Meseta	098/12E	-	-	132/00	042/00	-	-	Diaclasas	77
23I	Eoceno	La Meseta	098/12E	090/00	000/33	180/56	090/00	0.1	-0.1	Fallas	1
23N	Eoceno	La Meseta	098/12E	164/49	072/01	341/40	072/01	0.5	2.0	Fallas	2
24	Eoceno	La Meseta	137/20E	-	-	100/00	010/00	-	-	Diaclasas	75
25	Eoceno	La Meseta	000/00E	290/78	073/10	165/07	073/10	0.7	1.4	Fallas	4
26	Eoceno	La Meseta	036/27E	-	-	134/00	044/00	-	-	Diaclasas	61
27	Eoceno	La Meseta	132/10W	-	-	124/00	034/00	-	-	Diaclasas	35
27	Eoceno	La Meseta	132/10W	325/13	056/03	158/77	325/13	0.1	-0.1	Fallas	8
28	Eoceno	La Meseta	121/10W	-	-	121/00	031/00	-	-	Diaclasas	29
28	Eoceno	La Meseta	121/10W	232/67	071/22	339/06	071/22	0.9	1.1	Fallas	2
29	Maastrichtiense-Daniense	López de Bertodano	069/17S	-	-	026/00	116/00	-	-	Diaclasas	52
30	Maastrichtiense-Daniense	López de Bertodano	029/12S	-	-	041/00	131/00	-	-	Diaclasas	36
31	Mioceno superior-Pleistoceno	-	069/17S	-	-	147/00	057/00	-	-	Diques basálticos	3
32	Eoceno	La Meseta	137/15E	-	-	074/00	164/00	-	-	Diaclasas	102
32	Eoceno	La Meseta	137/15E	338/87	137/03	227/01	137/03	0.9	1.1	Fallas	20
33	Maastrichtiense-Daniense	López de Bertodano	045/10S	-	-	052/00	142/00	-	-	Diaclasas	50
34	Maastrichtiense-Daniense	López de Bertodano	037/05S	-	-	008/00	098/00	-	-	Diaclasas	31
35	Eoceno	La Meseta	072/18N	255/84	125/04	035/05	125/04	0.9	1.1	Fallas	15
36	Eoceno	La Meseta	074/13N	-	-	012/00	102/00	-	-	Diaclasas	30
37	Maastrichtiense-Daniense	López de Bertodano	035/05S	-	-	013/00	103/00	-	-	Grietas de extensión	15
38	Maastrichtiense-Daniense	López de Bertodano	035/05S	255/66	071/24	162/04	071/24	0.9	1.1	Fallas	2
39	Paleoceno	Cross Valley	129/10E	-	-	170/00	080/00	-	-	Grietas de extensión	12
40	Paleoceno	Cross Valley	049/28N	-	-	163/00	073/00	-	-	Grietas de extensión	26
41	Paleoceno	Cross Valley	031/28N	-	-	135/00	045/00	-	-	Diaclasas	55
42	Paleoceno	Cross Valley	049/28N	181/65	080/05	348/24	080/05	0.6	1.7	Fallas	2
43	Paleoceno	Cross Valley	099/04S	147/66	247/05	339/24	247/05	0.5	2.0	Fallas	2
44	Paleoceno	Cross Valley	039/10S	210/76	072/11	340/09	072/11	0.9	1.1	Fallas	10
45	Paleoceno	Sobral	040/12S	180/63	270/00	000/27	270/00	0.8	1.3	Fallas	1
46	Paleoceno	Sobral	012/07E	023/71	210/18	120/02	210/18	0.9	1.1	Fallas	4
47	Mioceno superior-Pleistoceno	-	010/10E	-	-	145/00	055/00	-	-	Diques basálticos	23
48	Mioceno superior-Pleistoceno	-	000/08E	-	-	136/00	046/00	-	-	Diques basálticos	2
49	Maastrichtiense-Daniense	López de Bertodano	177/07E	220/69	056/21	324/05	056/21	0.1	10.0	Fallas	5
50	Maastrichtiense-Daniense	López de Bertodano	145/08E	234/55	061/36	329/04	061/36	0.9	1.1	Fallas	3
51	Maastrichtiense-Daniense	López de Bertodano	157/10E	180/55	090/00	000/35	090/00	0.8	1.3	Fallas	1
52	Maastrichtiense-Daniense	López de Bertodano	164/13E	235/68	055/22	144/01	055/22	0.9	1.1	Fallas	12

**Tabla 6.1.-** Resumen de las orientaciones de los tensores de esfuerzos obtenidos en isla Marambio (Seymour) a partir del estudio poblacional de estructuras frágiles. Las estaciones están localizadas en la Fig. 6.2; Edad de las unidades rocosas donde se localiza la estación; Nombre de la Formación; So, orientación de la estratificación de la unidad rocosa en la estación, dirección/buzamiento;  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  and  $\sigma_3$ , valores de los ejes principales de esfuerzos;  $\sigma_y$ , esfuerzo máximo en la horizontal; Relación de esfuerzos  $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$  (Wallace, 1951); Relación de esfuerzos  $Rb = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$  (Bott, 1959); Tipo de estructura; y N, número de datos medidos en cada estación. Tabla modificada de Maestro *et al.* (2008). Fm La Meseta en sentido Marenssi (1995) (incluye la Fm Submeseta, Montes *et al.*, 2013).

Finalmente, estudios geodésicos han determinado las tasas recientes de desplazamiento tectónico en el Bloque de las Shetland del Sur y la Península Antártica. El movimiento del Bloque de las

Shetland del Sur se ha estimado en aproximadamente 17 mm/año hacia el NNE, mientras que el desplazamiento de la Península Antártica es de aproximadamente 15 mm/año hacia el NE (Dietrich

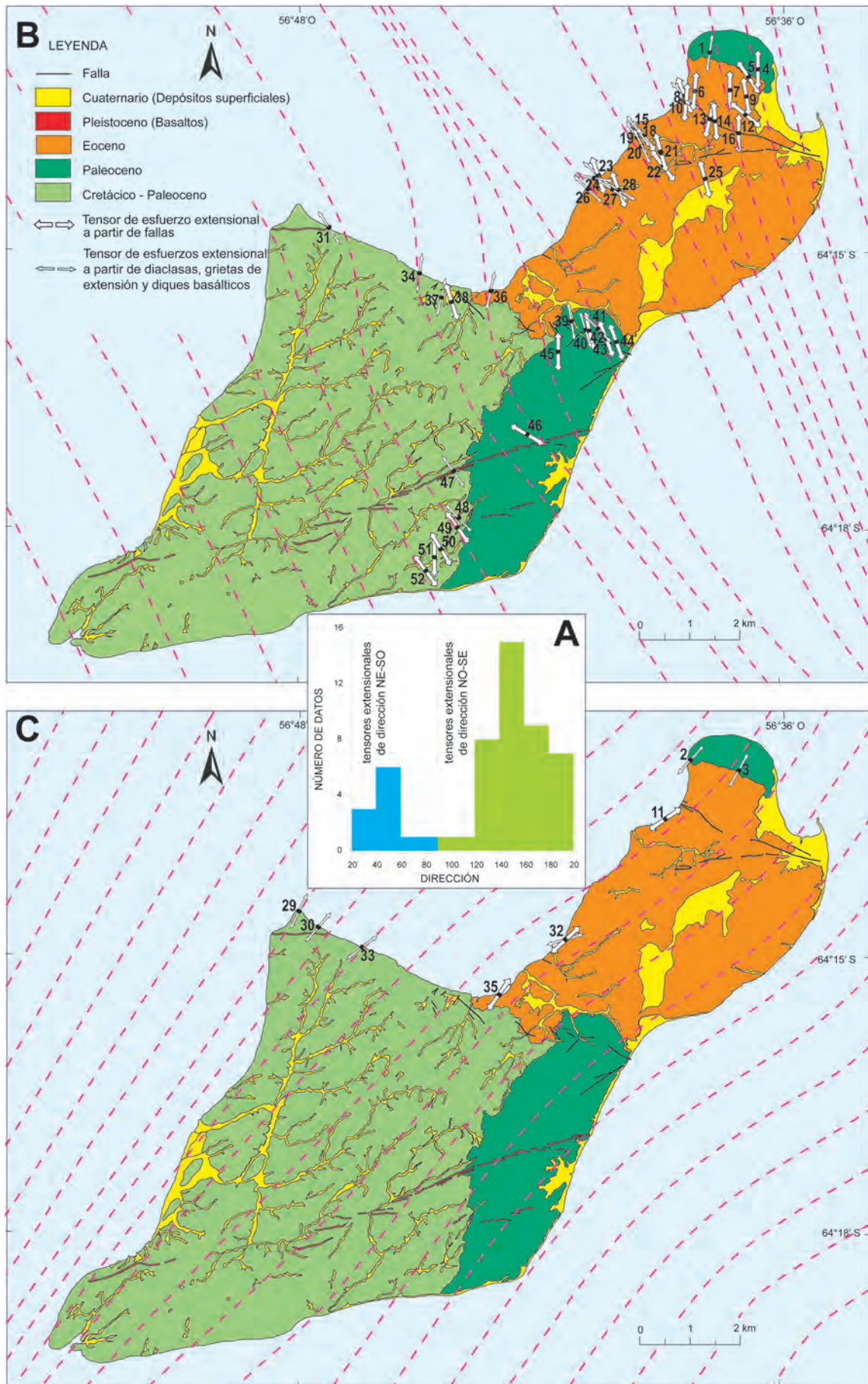


**Figura 6.7.- A.-** Diagrama y-R de los tensores determinados del análisis poblacional de fallas en isla Marambio (Seymour). El número de las estaciones donde se ha realizado la toma de datos se indica en la Fig. 6.2. En la parte derecha del diagrama se indican los regímenes de esfuerzos correspondientes a los distintos valores del elipsoide de esfuerzos. Los ejes de esfuerzos que presentan una inclinación elevada han sido considerados verticales para poder realizar su representación en el diagrama y-R. **B.-** Estereograma de densidades representado la dirección e inclinación de los ejes de extensión ( $\sigma_3$ ) obtenidos a partir del análisis poblacional de mesoestructuras frágiles. **C.-** Diagrama donde se representa la relación entre las direcciones de esfuerzo obtenidas del análisis de las estructuras frágiles y la edad de los materiales donde se localiza la estación de medida. Figura modificada de Maestro *et al.* (2008).

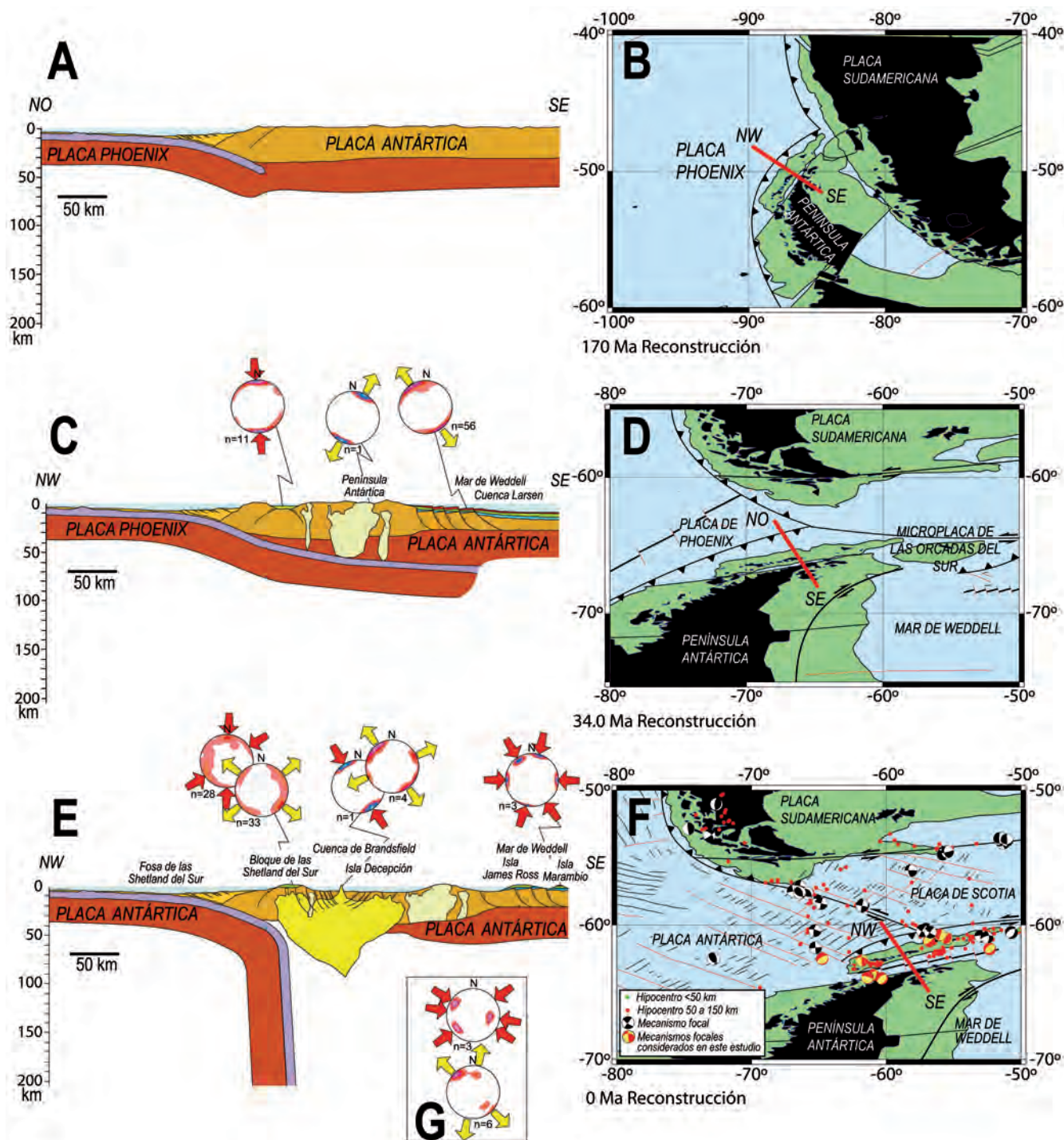
*et al.*, 2004). Además, también se ha estimado la tasa de expansión en la Cuenca de Bransfield, estableciéndose que varía entre 5 y 20 mm/año en dirección NO-SE (Dietrich *et al.*, 1996). Estas direcciones de movimiento de la corteza son compatibles con la orientación del campo de esfuerzos determinada a partir del análisis poblacional de fallas y de los mecanismos focales de terremotos en el noroeste de la Península Antártica.

### 6.4.3. Modelo geodinámico

El marco geodinámico que explica los esfuerzos extensionales registrados en las unidades sedimentarias de isla Marambio (Seymour) es complejo, ya que se superponen dos direcciones de  $\sigma_3$  subperpendiculares. El régimen general de esfuerzos en el conjunto de la región del Arco de Scotia es de desgarre, con sectores



**Figura 6.8.-** A.- Histograma de distribución de los tensores de esfuerzos extensionales obtenidos a partir del análisis de mesoestructuras frágiles en isla Marambio (Seymour). B.- Trayectorias del campo de esfuerzos extensional de dirección NO-SE. C.- Trayectorias del campo de esfuerzos extensional de dirección NE-SO. Figura modificada de Maestro *et al.* (2008).



**Figura 6.9.-** Evolución geodinámica del sector septentrional de la Península Antártica en el Jurásico Medio (**A** y **B**), en el Cretácico Superior hasta el Eoceno (**C** y **D**); y desde el Neógeno a la actualidad (**E** y **F**). Los estereogramas de densidad (proyección equiareal, hemisferio inferior) representan las direcciones de los ejes de extensión ( $\sigma_3$ , flecha amarilla) y de compresión ( $\sigma_1$ , flecha roja) obtenidos a partir del análisis de mesoestructura frágiles (**C** y **E**) (Maestro *et al.*, 2014) y mecanismos focales de terremotos (**G**). Los cortes geológicos se han representado sobre los mapas paleogeográficos con una línea roja. Los mapas paleogeográficos se han realizado a partir de la información proporcionada por el Servicio de Reconstrucción de Placas Tectónicas (Plate Tectonic Reconstruction Service, ODSN: <http://www.odsn.de/odsn/services/paleomap/paleomap.html>). Los mecanismos focales de terremotos han sido obtenidos del Centro de Información Nacional de Terremotos del Servicio Geológico de Estados Unidos (US Geological Survey National Earthquake Information Center, NEIC), y del Catálogo del Centroid Tensor Momento Sísmico del Laboratorio Sísmológico de Harvard (Harvard Seismology Centroid Moment Tensor Catalog, Dziewonski *et al.*, 1981). Figura modificada de Maestro *et al.* (2007c).

compresionales y extensionales (Pelayo y Wiens 1989; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996; Lee *et al.*, 2000; Maldonado *et al.*, 2000; Giner-Robles *et al.*, 2003; Bohoyo *et al.*, 2007; Maestro *et al.*, 2007a, c, 2008, 2013, 2014). Los principales procesos de *rifting* de dirección NO-SE que han desarrollado cuencas extensionales en el área de la Península Antártica durante el Cretácico Superior al Cuaternario son:

**1.-** La Cuenca James Ross, situada en el sector oriental de la Península Antártica, ha sido interpretada como una cuenca trasarco asociada al desarrollo del arco magmático de dirección NE-SO localizado en la Península Antártica (Macdonald *et al.*, 1988) (Fig. 6.9C y D). Este margen, posiblemente pasivo, se originó simultáneamente a la apertura del Mar de Weddell durante las primeras etapas de la dispersión de Gondwana, y está relacionado en gran

medida con la subducción de la litosfera oceánica por debajo de masas continentales a lo largo del margen pacífico de Gondwana (Parra *et al.*, 1984; Garrett y Storey, 1987) (Fig. 6.9C). El relleno de la Cuenca James Ross está constituido por una secuencia clástica megaregresiva de 6-7 km de espesor de edad Barremiense-Eoceno (Macdonald *et al.*, 1988), procedente del desmantelamiento de las unidades rocosas que constituyen el arco magmático activo localizado al oeste. El vulcanismo ha sido intermitente desde el Jurásico hasta el Paleoceno o el Eoceno (Hathway, 2000); y

**2.-** La Cuenca de Bransfield, de dirección NE-SO, se localiza en el extremo noroeste de la Península Antártica, entre su margen pacífico y el Bloque de las Shetland del Sur. Se trata también de una cuenca de trasarco desarrollada entre los 4-1,3 Ma (Roach, 1978), como resultado del efecto de retroceso (*rollback*) de la antigua Placa Phoenix asociado al hundimiento de ésta bajo la Placa Antártica (Jeffers *et al.*, 1991; Barker y Austin, 1994; Maestro *et al.*, 2007a) (Fig. 6.9E y F). Estudios de sismica de reflexión sugieren la presencia de: un basamento ígneo, interpretado como corteza continental adelgazada, con intrusiones de diques plutónicos y rocas volcánicas (Ashcroft, 1972; Guterch *et al.*, 1991); un basamento sedimentario tectonizado correspondiente a (1) la Fm Miers Bluff (Triásico inferior, Willan *et al.*, 1994), en el margen de las islas Shetland del Sur (Hobbs, 1968), y (2) el Grupo Trinity Península (Triásico), en el margen de la Península Antártica (Hyden y Tanner, 1981; Castillo, 2011); y una cobertera sedimentaria de edad Plioceno-Cuaternario constituida por dos secuencias separadas por una clara discordancia regional (Gamboa y Maldonado, 1990).

La evolución de las cuencas James Ross y Bransfield está estrechamente relacionada. Durante el Mesozoico y la mayor parte del Cenozoico, la Península Antártica fue un margen activo (Barker y Lawver, 1988). La apertura de la Cuenca James Ross está asociada a la subducción de la antigua corteza oceánica de la Placa Phoenix bajo la Placa Antártica. Teniendo en cuenta los estudios relacionados con los estilos de subducción dependiendo únicamente de la orientación de la subducción (Doglioni, 1995), y que la antigua Placa Phoenix se hunde hacia el este con un ángulo pequeño debajo de la Placa Antártica, sería difícil de justificar el desarrollo de una cuenca de trasarco. Sin embargo, si el proceso de subducción se produce en un sistema compuesto por una placa que subduce bajo varias placas que se desplazan a diferentes velocidades, sí que es posible que se desarrolle una cuenca de trasarco (Doglioni, 1995). El movimiento relativo del Mar de Weddell y la Antártida Oriental hacia el NNO y la Península Antártica hacia el NO, durante el Cretácico Superior al Eoceno, originó velocidades diferenciales entre las placas subducidas, permitiendo un movimiento más rápido de la Península Antártica hacia el noroeste con respecto al Mar de Weddell y la Antártida Oriental, que dieron lugar a procesos de extensión en la placa superior o subducida, desarrollándose de este modo la Cuenca James Ross. Esto explica la ausencia de evidencias de flujo de calor elevado típico de la mayoría de las cuencas de trasarco (Ineson, 1989).

Posteriormente, hace aproximadamente 4 Ma, la Placa Phoenix empezó a formar parte de la Placa Antártica (Barker, 1982) debido fundamentalmente, bien al cese de los procesos de expansión a lo largo de la Dorsal Phoenix, o bien, a que este proceso de expansión se había ralentizado mucho. De todos modos, a pesar de que la expansión en la Dorsal Phoenix se había prácticamente detenido, el proceso de subducción de la Placa Phoenix bajo la Placa Antártica continuó, probablemente impulsado principalmente por el peso de la placa (Jeffers *et al.*, 1991; Barker y Austin 1994; Maestro *et al.*, 2007a). De acuerdo con Larter y Barker (1991), el efecto de retroceso (*rollback*) asociado al hundimiento de placa indujo esfuerzos extensionales de dirección NO-SE en la placa subducida, provocando la apertura y desarrollo de la Cuenca de Bransfield y la separación del Bloque de las Shetland del Sur de la Península Antártica. Este campo de esfuerzos extensional explica la mayoría de los datos de paleoesfuerzos obtenidos en el análisis poblacional de estructuras frágiles realizado en isla Marambio (Seymour).

Por otro lado, los procesos de deformación determinados en el extremo nororiental de la Península Antártica se deben a la fragmentación de los bloques de corteza continental en relación a la actividad tectónica existente en el límite transcurrente sinestroso entre las placas Antártica y de Scotia (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996). El Microcontinente de las Orcadas del Sur, ubicado en el extremo nororiental de la Península Antártica, es el fragmento más grande de corteza continental en la Dorsal Sur de Scotia (King y Barker, 1988), y es considerado un fragmento de la Península Antártica. Su deriva hacia el noreste, probablemente en el Eoceno-Oligoceno tardío, condujo al desarrollo de un campo de esfuerzos extensional de dirección NE-SO que dio lugar a la apertura de la cuenca Powell (King y Barker, 1988; King *et al.*, 1994; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1997; Eagles y Livermore, 2002). Este régimen de esfuerzo extensivo NE-SO se ha registrado también en la Cuenca James Ross, y es consistente con el desarrollo durante el Eoceno de fallas sinsedimentarias dentro de los sistemas de valles incisos en el borde de la plataforma, que pudieran estar controlados por tectónica (Porebski, 2000).

Las fallas inversas identificadas solo en tres sitios dentro de los afloramientos del Eoceno en isla Marambio (Seymour) se caracterizan por presentar desplazamientos centimétricos. De su análisis se han podido establecer tres direcciones de esfuerzos compresivos con orientación E-O, NO-SE y NNE-SSO, respectivamente. La escasez de estructuras compresivas no ha permitido establecer un vínculo entre ellas y la evolución geodinámica de esta área. Los estados de esfuerzos compresivos determinados pueden relacionarse con un aumento de la magnitud del esfuerzo compresivo en la horizontal desde los márgenes activos (la fosa de las Shetland del Sur y la Dorsal Sur de Scotia) hasta regiones intraplaca, o pueden ser debidos a procesos isostáticos de elevación asociados con el retroceso de la capa de hielo antártica durante el Cuaternario.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACOSTA, J. and UCHUPI, E. (1996): Transtensional tectonics along the South Scotia Ridge, Antarctica. *Tectonophysics*, 267: 31-56.
- ALFARO, P.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; MAESTRO, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; DURÁN-VALSERO, J.J. and CUCHÍ, J.A. (2010): Recent tectonic and morphostructural evolution of Byers Peninsula (Antarctica): insight into the development of the South Shetland Islands and Bransfield Basin. *Journal of Iberian Geology*, 36 (1): 21-38.
- ASHCROFT, W.A. (1972): Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield Strait. *British Antarctic Survey Scientific Report*, Cambridge, 43 p.
- BARBER, P.L.; BARKER, P.F. and PANKHURST, R.J. (1991): Dredged rocks from Powell basin and the South Orkney microcontinent. In: *Geological evolution of the Antarctica* (Thomson, M.R.; Crame, J.A. and Thomson, J.W., eds.). *Cambridge University Press*: 361-367.
- BARKER, D.H. and AUSTIN, J.A. (1994): Crustal diapirism in Bransfield Strait, West Antarctica: Evidence for distributed extension in marginal-basin formation. *Geology*, 22: 657-660.
- BARKER, P.F. (1982): The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest-trench interactions. *Journal of the Geological Society, London*, 139: 787-801.
- BARKER, P.F. and LAWVER, L.A. (1988): South American-Antarctic plate motion over the past 50 Myr, and the evolution of the South American-Antarctic ridge. *Geophysical Journal*, 94: 377-386.
- BARKER, P.F.; DALZIEL, I.W. and STOREY, B.C. (1991): Tectonic development of the Scotia Arc Region. In: *Antarctic Geology* (Tingey, R.J. ed.). *Oxford University Press*: 215-248.
- BARKER, P.F.; KENNETT, J.P. and SCIENTIFIC PARTY. (1988): Weddell Sea palaeoceanography: preliminary results of ODP leg 113. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 67: 75-102.
- BOHOYO, F. (2004): *Fragmentación continental y desarrollo de cuencas oceánicas en el sector meridional del Arco de Scotia, Antártida*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 252 p.
- BOHOYO, F.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; JABALOY, A.; MALDONADO, A.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SCHREIDER, A.A. and SURIÑACH, E. (2007): Extensional deformation and development of deep basins associated with the sinistral transcurrent fault zone of the Scotia-Antarctic plate boundary. In: *Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends* (Cunningham, D. and Mann, P., eds.). *Geological Society of London Special Publication*, 290.
- BOHOYO, F.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; MALDONADO, A.; SCHREIDER, A.A. and SURIÑACH, E. (2002): Basin development subsequent to ridge-trench collision: the Jane Basin, Antarctica. *Marine Geophysical Researches*, 23: 413-421.
- BOHOYO, F.; LARTER, R.D.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; LEAT, P.T.; MALDONADO, A.; TATE, A.J.; GOWLAND, E.J.M.; ARNDT, J.E.; DORSCHER, B.; KIM, Y.D.; HONG, J.K.; FLEXAS, M.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; MAESTRO, A.; BERMUDEZ, O. and NITSCHKE, F. (2016): Bathymetry and Geological Setting of the Drake Passage (1:1,500,000). *BAS GEOMAP 2 Series, Sheet 7, British Antarctic Survey*, Cambridge, UK.
- BOTT, M.H. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96: 109-117.
- CASTILLO, P. (2011): *Proveniencia sedimentaria del Grupo Península Trinidad, Península Antártica*. Tesis doctoral. Universidad de Chile. Santiago de Chile, 148 p.
- COREN, F.; CECCONE, G.; LODOLO, E.; ZANOLLA, C.; ZITELLINI, N.; BONAZZI, C. and CENTONZE, J. (1997): Morphology, seismic structure and tectonic development of the Powell Basin, Antarctica. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 849-862.
- DELAIR, J. (1977): *Fracturation des Roches Calcaires*. Thesis 3hme cycle, Montpellier.
- DIETRICH, R.; DACH, R.; ENGELHARDT, G.; HECK, B.; KUTTERER, H.; LINDNER, K.; MAYER, M.; MENGE, F.; MIKOLAISKI, H.W.; NIEMEIER, W.; POHL, M.; SALBACH, H.; SCHENKE, H.W.; SCHÖNE, T.; SEEBER, G. and SOLTAU, G. (1996): The SCAR 95 GPS Campaign: Objectives, Data Analysis and Final Solution. In: *The Geodetic Antarctic Project GAP95 German Contributions to the SCAR 95 Epoch Campaign*. (Dietrich, R. ed.) *Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Reihe B, Heft Nr.*
- DIETRICH, R.; RÜLKE, A.; IHDE, J.; LINDNER, K.; MILLER, H.; NIEMEIER, W.; SCHENKE, H.W. and SEEBER, G. (2004): Plate kinematics and deformation status of the Antarctic Peninsula based on GPS. *Global and Planetary Change*, 42: 313-321.
- DOGLIONI, C. (1995): Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamics settings. *Tectonophysics*, 252: 253-267.
- DZIEWONSKI, A.M.; CHOU, T.A. and WOODHOUSE, J.H. (1981): Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 86: 2825-2852.
- EAGLES, G. and LIVERMORE, R.A. (2002): Opening history of Powell Basin, Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 185: 195-202.
- EAGLES, G.; LIVERMORE, R. and MORRIS, P. (2006): Small basins in the Scotia Sea: the Eocene Drake Passage gateway. *Earth and Planetary Science Letters*, 242: 343-353.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; BOHOYO, F.; DREHMER, L.H.; GULMEZOVA, E.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; JABALOY, A.; LOBO, F.; MALDONADO, A.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SOMOZA, L.; SURIÑACH, E.; VÁZQUEZ, J.T. and SCHREIDER, A.A. (2006c): The opening of Dove Basin: New data on the Scotia Arc development. Hobart, Australia: *2nd SCAR Open Science Conference "Antarctica in the Earth System"*, 211.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; BOHOYO, F.; MALDONADO, A.; SCHREIDER, A.; SURIÑACH, E. and VÁZQUEZ, J.T. (2006b): Propagating rift during the opening of a small oceanic basin: the Protector Basin (Scotia Arc, Antarctica). *Earth Planetary and Science Letters*, 241: 398-412.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GAMBOA, L.; MALDONADO, A.; NAKAO, S. and BOCHU, Y. (2006a): Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 206: 267-282.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; JABALOY, A.; MALDONADO, A. and SANZ DE GALDEANO, C. (1996): Continental fragmentation along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary (Antarctic Peninsula). *Tectonophysics*, 259: 275-301.
- GAMBÔA, L.A. and MALDONADO, P.R. (1990): Geophysical investigations in the Bransfield Strait and in the Bellingshausen Sea, Antarctica. In: *Frontier-Hydrocarbon Potential, Geology and Hazards. Antarctica as an Exploration*. (John, B.S., ed.) Tulsa, Oklahoma: *American Association of Petroleum Geologists Geological Studies*, 31: 127-142.
- GARRETT, S.W. and STOREY, B.C. (1987): Lithospheric extension on the Antarctic Peninsula during Cenozoic subduction. In: *Continental extension tectonics*. (Coward, M.P.; Dewey, J.F. and Hancock, P.L., eds.). *Geological Society of London, Special publications*, 28: 419-431.
- GHIDELLA, M.E.; YÁÑEZ, G. and LABRECQUE, J.L. (2002): Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea. *Tectonophysics*, 347 (1-3): 65-86.

- GINER-ROBLES, J.L.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; GUMIEL, P.; MARTÍN-VELÁZQUEZ, S. and GARCÍA-CUEVAS, C. (2003): A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 179-191.
- GÓNZALEZ-CASADO, J.M.; GINER, J.L. and LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (2000): Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: not a normal backarc basin. *Geology*, 28: 1043-1046.
- GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. and DURÁN, J.J. (1999): Active tectonics and morphostructure at the northern margin of the Central Bransfield Basin, Hurd Peninsula, Livingston Island (South Shetland Islands). *Antarctic Science*, 11: 323-331.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O. (1983): The Larsen Rift: An active extension fracture in West Antarctica. In: *Antarctic Earth Science*. Canberra (Oliver, R.L.; James, P.R. and Jago, J.B., eds.). *Australian Academy of Science and Cambridge University Press*, 344-346.
- GUTERCH, A.; GRAD, M.; JANIK, T. and PERCHUC, E. (1991): Tectonophysical models of the crust between the Antarctic Peninsula and the South Shetland trench. In: *Geological Evolution of Antarctica* (Thomson, M.R.; Crame, J.A. and Thomson, J.W., eds.). *Cambridge University Press*: 409-504.
- HANCOCK, P.L. and ENGELDER, T. (1989): Neotectonic joints. *Bulletin Geological Society of America*, 101: 1197-1208.
- 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, London*, 157: 417-432.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. and WILLIAMS, P.F. (1976): An Outline of Structural Geology. John Wiley, New York, 512 p.
- HOBBS, G.J. (1968): The geology of South Shetland Islands. IV The Geology of Livingstone Island. *British Antarctic Survey Scientific Report*, 47: 34 p.
- HYDEN, G. and TANNER, W.G. (1981): Late Paleozoic-Early Mesozoic fore-arc basin sedimentary rocks at the Pacific Margin in Western Antarctica. *Geologische Rundschau*, 70: 529-541.
- INESON, J. (1989): Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin. *Sedimentology*, 36: 793-819.
- JEFFERS, J.D.; ANDERSON, J.B. and LAWVER, L.A. (1991): Evolution of the Bransfield Basin, Antarctic Peninsula. In: *Geological Evolution of Antarctica* (Thomson, M.R.; Crame, J.A. and Thomson, J.W., eds.). *Cambridge University Press*: 481-485.
- KING, E.; LEITCHENKOV, G.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. and MALDONADO, A. (1994): Basement distribution in Powell Basin: understanding the tectonic controls on sedimentation. *Terra Antarctica*, 1 (2): 307-308.
- KING, E.C. and BARKER, P.F. (1988): The margins of the South Orkney microcontinent. *Journal the Geological Society, London*, 145: 317-331.
- KOVACS, L.C.; MORRIS, P.; BROZENA, J. and TIKKU, A. (2002): Seafloor spreading in the Weddell Sea from magnetic and gravity data. *Tectonophysics*, 347: 43-64.
- LARTER, R.D. and BARKER, P.F. (1991): Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: Forces on a young subducting plate. *Journal of Geophysical Research*, 96: 19583-19607.
- LAWVER, L.A.; SLOAN, B.J.; BARKER, D.H.; GHIDELLA, M.E.; VON HERZEN, R.F.; KELLER, R.A.; KLINKHAMER, G.P. and CHIN, C.S. (1996): Distributed active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Evidence from multibeam bathymetry. *GSA Today*, 6 (11): 1-6.
- LAWVER, L.A.; WILLIAMS, T. and SLOAN, B. (1994): Seismic stratigraphy and heat flow of Powell Basin. *Terra Antarctica*, 1: 309-310.
- LEE, D.K.; JIN, Y.K.; KIM, Y. and NAM, S.H. (2000): Seismicity and tectonics around the northern Antarctic Peninsula from King Sejong station data. *Antarctic Science*, 12 (2): 196-204.
- LEE, J.C. and ANGELIER, J. (1994): Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers and Geosciences*, 20: 161-191.
- LISLE, R.J.; ORIFE, T. and ARLEGUI, L. (2001): A stress inversion method requiring only faults slip sense. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 106, B2: 2281-2289.
- LIVERMORE, R.A. and WOOLLETT, R.W. (1993): Seafloor spreading in the Weddell Sea and southwest Atlantic since the Late Cretaceous. *Earth Planetary Science Letters*, 117: 475-495.
- LIVERMORE, R.A.; NANKIVELL, A.; EAGLES, G. and MORRIS, P. (2005): Paleogene opening of Drake Passage. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 459-470.
- MACDONALD, D.; BAKER, P.; GARRETT, S.; INESON, J.; PIRRIE, D.; STOREY, B.; WHITHAM, A.; KINGHORN, R. and MARSHALL, J. (1988): A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. *Marine and Petroleum Geology* 5: 34-53.
- MAESTRO, A.; ALFARO, P.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; DURÁN, J.J.; SANZ DE GALDEANO, C. and MINK, S. (2006): Recent tectonics and relief evolution in south-western Scotia Arc, Antarctica. *Hobart, Australia: 2nd SCAR Open Science Conference "Antarctica in the Earth System"*, 211.
- MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. and BOHOYO, F. (2007c): Tectonic evolution of northern Antarctic Peninsula from brittle mesostructures and earthquakes focal mechanisms. In: *Antarctica: A Keystone in a Changing World*. (Cooper, A.K. and Raymond, C.R. et al., eds.). *Online Proceedings of the 10th ISAES X, USGS Open-File Report 2007-1047*, Extended Abstract 051: 4 p.
- MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. and BOHOYO, F. (2013): Mesozoic to recent evolution of intraplate stress fields under multiple remote stresses: The case of Signy Island (South Orkney Microcontinent, Antarctica). In: *Antarctic Palaeoenvironments and Earth-Surface Processes*. (Hambrey, M.J.; Barker, P.F.; Barrett, P.J.; Bowman, V.; Davies, B.; Smellie, J.L. and Tranter, M. eds.). *Geological Society, London, Special Publications*, 381, <http://dx.doi.org/10.1144/SP381.4>.
- MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; BOHOYO, F.; MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S. and MARENSSI, S. (2007b): Determinación del campo de esfuerzos tectónico durante el Cenozoico en Isla Marambio (Sector Occidental del Mar de Weddell). *VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. Dirección Nacional del Antártico, Instituto Antártico Argentino. Buenos Aires.
- MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; BOHOYO, F.; MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S. and MARENSSI, S. (2008): Geodynamic implications of the Cenozoic stress field on Seymour Island, West Antarctica. *Antarctic Science*, 20(2): 173-184.
- MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; BOHOYO, F. and MINK, S. (2014): Evolution of the stress field in the southern Scotia Arc from the late Mesozoic to the present-day. *Global and Planetary Change*, 123: 269-297.
- MAESTRO, A.; SOMOZA, L.; REY, J.; MARTÍNEZ-FRÍAS, J. and LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (2007a): Active tectonics, fault patterns, and stress field of Deception Island: A response to oblique convergence between the Pacific and Antarctic plates. *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 256-268.
- MALDONADO, A.; BALANYÁ, J.C.; BARNOLAS, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; HERNÁNDEZ, J.; JABALOY, A.; LIVERMORE, R.A.; MARTÍNEZ, J.M.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C.; SOMOZA, L.; SURIÑACH, E. and VISERAS, C. (2000): Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica). *Marine Geophysical Researches*, 21: 43-68.

- MALDONADO, A.; LARTER, R.D. and ALDAYA, F. (1994): Forearc tectonic evolution of the South Shetland Margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13: 1345-1370.
- MARENSSI, S. (1995): *Sedimentología y paleoambientes de sedimentación de la Formación La Meseta, Isla Marambio, Antártida*. Unpublished PhD Thesis, Universidad de Buenos Aires, Argentina, 1: 330 pp; 2: 172 p.
- MASSABIE, A. and MORELLI, J. (1977): Buchitas de la isla Vicecomodoro Marambio sector Antártico Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(1): 44-51.
- MASSAFERRO, G.I.; CASELLI, A.T. y ROVERE, E.I. (1994): Hallazgo de vulcanitas pleistocenas en isla Marambio, Antártida. *Acta 3ª Jornadas de comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires*: 99-103.
- MATTAUER, M. (1976): *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Omega, Barcelona, 524 p.
- MINK, S.; MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SCHMID, T.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. and TROUW, R.A. (2015): Morphostructural analysis and Cenozoic evolution of Elephant Island, Southern Scotia Arc, Antarctica. *International Journal of Earth Sciences*, 104: 833-851.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S. y OLIVERO, E. (2013): Mapa Geológico de isla Marambio (Seymour); escala 1:20.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- ORIFE, T.; ARLEGUI, L. and LISLE, R.J. (2002): DIPSLIP: a QuickBasic stress inversion program for analysing sets of faults without slip lineations. *Computers and Geosciences*, 28: 775-781.
- PARRA, J.C.; GONZÁLEZ FERRÁN, O. and BANNISTER, J. (1984): Aeromagnetic survey over the South Shetland Islands, Bransfield Strait and part of the Antarctic Peninsula. *Revista Geológica de Chile*, 23: 3-20.
- PELAYO, A. and WIENS, D. (1989): Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research*, 96: 7293-7320.
- PIRRIE, D. (1994): Petrology and provenance of the Marambio Group, Vega Island, Antarctica. *Antarctic Science*, 6: 517-527.
- PIRRIE, D.; CRAME, J.; LOMAS, S. and RIDING, J. (1997a): Late Cretaceous stratigraphy of the admiralty sound region, James Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research*, 18: 109-137.
- POREBSKI, S.J. (2000): Shelf-valley compound fill produced by fault subsidence and eustatic sea-level changes, Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. *Geology*, 28(2): 147-150.
- RAMSAY, J.G. and HUBER, M.I. (1983): *The Techniques of Modern Structural Geology, volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, New York, 307 p.
- ROACH, P.J. (1978): The nature of back-arc extension in Bransfield Strait. *Geophysical Journal Research of Astronomical Society*, 53: 165.
- ROBERTSON, S.D.; WIENS, D.A.; SHORE, P.J.; VERA, E. and DORMAN, L.M. (2003): Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi: 10.1029/2003JB002416.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; BALANYA, J.C.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. and MALDONADO, A. (1997): Tectonic evolution and growth patterns of a restricted ocean basin: the Powell Basin (northeastern Antarctic Peninsula). *Geodinamica Acta*, 10: 159-174.
- SIMÓN, J.L. (1986): Análisis of gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- SMITH, W.H. and SANDWELL, D.Y. (1997): Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth sounding. *Science*, 277: 1957-1962.
- THOMAS, C.; LIVERMORE, R. and POLLITZ, F. (2003): Motion of the Scotia Sea plates. *Geophysical Journal International*, 155: 789-804.
- WALLACE, R.E. (1951): Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59: 118-130.
- WILLAN, R.C. and KELLEY, S.P. (1999): Mafic dike swarms in the South Shetland Islands volcanic arc: Unravelling multiphasic magmatism related to subduction and continental rifting. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104: 23051-23068.
- WILLAN, R.C.; PANKHURST, R.J. and HERVÉ, F. (1994): A probable Early Triassic age for the Miers Bluff Formation, Livingston Island, South Shetlands Islands. *Antarctic Science*, 6: 401-408.



# 7. GEOMORFOLOGÍA

*F. Nozal, M. Montes y A. Martín-Serrano*

## Índice del capítulo

<b>7. GEOMORFOLOGÍA</b> .....	<b>211</b>
<b>7.1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>211</b>
7.1.1. Localización.....	211
7.1.2. Antecedentes geomorfológicos .....	211
<b>7.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO</b> .....	<b>213</b>
7.2.1. Clima.....	213
7.2.2. Sustrato geológico .....	216
7.2.3. El relieve.....	217
7.2.4. Unidades del relieve.....	221
7.2.4.1. Relieves en cuesta y resaltes de diques sobre la Fm López de Bertodano y Fm Sobral (1 y 1').....	221
7.2.4.2. Lomas y valles sobre la Fm López de Bertodano (2) .....	223
7.2.4.3. Superficie culminante de La Meseta (3).....	223
7.2.4.4. Replano subestructural inferior por degradación de La Meseta (4).....	223
7.2.4.5. Vertientes de La Meseta y relieves estructurales (5).....	223
7.2.4.6. Piedemonte y replanos estructurales de “La Submeseta” (6).....	223
7.2.4.7. Arrasamientos marinos antiguos (elevados) y depósitos litorales actuales (7) .....	223
7.2.5. Estudio morfoestructural.....	224
7.2.5.1. Sector nororiental (NE). La Meseta .....	225
7.2.5.2. Sector suroccidental (SO). Crestas y valles .....	228
<b>7.3. ESTUDIO DEL MODELADO</b> .....	<b>232</b>
7.3.1. Elementos y formas estructurales.....	232
7.3.2. Elementos y formas volcánicas .....	235
7.3.3. Gravitacional.....	236
7.3.4. Fluvial y de escorrentía superficial.....	242
7.3.5. Glaciar .....	250
7.3.6. Nival y periglaciar.....	254
7.3.7. Eólico .....	261
7.3.8. Lacustre y endorreico .....	264
7.3.9. Litoral .....	265
7.3.10. Poligénicas o de difícil adscripción .....	281
7.3.11. Antrópico .....	281
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>284</b>



## 7. GEOMORFOLOGÍA

### 7.1. INTRODUCCIÓN

El Mapa Geomorfológico de isla Marambio (Seymour) pretende ser una contribución novedosa para esta isla tan singular, y en general para el conocimiento de la temática geomorfológica de esta región de la Antártida. Los datos fueron obtenidos durante las campañas de los veranos australes del 2006 al 2011, llevadas a cabo mediante una colaboración institucional entre el Instituto Antártico Argentino y el Instituto Geológico y Minero de España. Se usaron las fotografías aéreas obtenidas en 1978 por la Fuerza Aérea Argentina que, en seis pasadas, cubren la totalidad de la isla (FAA, 1978) y el mapa topográfico a escala 1:10.000, producido por el U.S. Geological Survey (1995) en cooperación con el Instituto Antártico Argentino y el *Bird Polar Research Center* de la Universidad de Ohio, que ha servido de excelente soporte gráfico (Fig. 7.1). Por motivos de formato el Mapa se ha editado a escala 1:20.000.



**Figura 7.1.-** Imagen de uno de los “clavos topográficos” de referencia puestos por el USGS y repartidos por toda la isla durante la correspondiente campaña de campo (1992-1993) para el levantamiento del Mapa Topográfico. En concreto, éste se localiza junto a punta Campamento, al sur del arroyo de la Traición y que proporciona una cota de 9.4 m en dicho punto.

La normativa, metodología y formato de representación seguido para su elaboración, es la especificada por IGME para la realización de cartografía geomorfológica a escalas intermedias y detalladas (Martín-Serrano *et al.*, 2004) con algunas variaciones para una mayor adecuación a los contextos antárticos. La información geomorfológica del mapa se expresa mediante dos tipos de elementos: Formas morfológicas y depósitos superficiales con los distintos componentes (recintos coloreados, símbolos y tramas) organizados en grupos según su génesis, cada uno de ellos identificado por su color determinado; cuenta también con una ordenación morfoestratigráfica relativa, establecida en este mapa a partir del Plioceno superior-Pleistoceno inferior, que es la edad asignada al depósito superficial glaciomarinero culminante en la serie estratigráfica (Fm Weddell).

### 7.1.1. Localización

La isla Marambio (Seymour) forma parte del denominado grupo de islas James Ross, situadas en el sector NO del Mar de Weddell (golfo Erebus y Terror) a unos 100 km al SE del extremo septentrional de la Península Antártica, localizándose a una latitud y longitud medias de 64°14'S y 56°43'O. La isla tiene una forma romboidal alargada con dos sectores bien definidos, presentando unas dimensiones aproximadas de 18,5 km en sentido NE-SO (cabo Lamas-cabo Wiman) por unos 8,5 km de anchura máxima en sentido NO-SE, entre cabo Bodman y punta Pingüino, con una superficie aproximada de unos 100 km<sup>2</sup>.

### 7.1.2. Antecedentes geomorfológicos

Las características morfológicas generales de isla Marambio fueron establecidas por Rinaldi *et al.* (1978), reconociendo los siguientes *ambientes mayores*: Un sector de *relieve mesetiforme* situado al noreste; un sector de *relieve muy elaborado* situado al suroeste; el sector de las *quebradas* (valles) Díaz y Turco, una zona deprimida (*Cross Valley*) que separa las anteriores y por último, las costas de la isla (Fig. 7.2A).

El *relieve mesetiforme* está representado por la superficie de La Meseta (Malagnino *et al.*, 1981; Fukuda *et al.*, 1992 y este trabajo) donde se alcanza la máxima cota de la isla (en aquel momento 201 m) y los flancos de la misma, incluido el relieve periférico señalado por el cabo Wiman (Fig. 7.2B); corresponde su sustrato principalmente a sedimentitas paleocenas-eocenas de la *Fm La Meseta*. El drenaje superficial, originado en su mayor parte por la fusión estival de las acumulaciones nivales y al descongelamiento del *pergisol*, se organiza de modo centrífugo formando profundos *chorrillos* sobre los bordes.

El sector sur, de *relieve muy elaborado* estaría constituido por sedimentitas cretácicas (Fms. López de Bertodano y Sobral) y cuerpos eruptivos terciarios (Fig. 7.2A). La disposición estructural homoclinal de la serie sedimentaria, unida a una alternancia de bancos bien consolidados con otros deleznable, configuran un típico paisaje en cuestas con *escarpa* (frente) hacia el NO y *espalda tendida* (dorso) hacia el SE.

Las mayores elevaciones del sector están controladas por diques subverticales de composición “diabásica” que destacan a modo de crestas, siendo el más importante por su extensión el denominado Filo Negro, que determina una divisoria de aguas local. Dichos autores consideran que el relieve fue elaborado por una intensa acción *glacifluvial* (niveofluvial). La red de drenaje es densa, de diseño dendrítico, con grandes colectores principales subparalelos, no adaptados totalmente a la estructura y que, desde una divisoria irregular y poco definida que une punta Sobral con la costa, al este del cabo Bodman, se dirigen hacia el suroeste, hacia la quebrada Larga.

El sector de las *quebradas Díaz y Turco* corresponde a un sector deprimido que a modo de istmo separa los dos grandes sectores



**Figura 7.2.- A.-** Mapa Geológico de isla Marambio (Seymour) tomado de Rinaldi *et al.* (1978), en el que aparecen señalados tres de los sectores o ambientes geomorfológicos definidos. El cuarto ambiente definido sería el de costas. **B.-** Panorámica del relieve destacado de cumbre plana característico del sector nororiental de la isla denominado con el topónimo de “La Meseta”. Vista desde el extremo SO de la bahía López de Bertodano, cerca del cabo Bodman, en la que aparecen los otros ambientes definidos.

anteriores, interpretándolo (Rinaldi *et al.*, 1978) como “fuertemente tectonizado” y limitado por fallas (Fig. 7.2A). Está dominado morfológicamente por estas dos “quebradas” (cursos o valles fluviales) que se desarrollan en dirección NO-SE con pendientes opuestas y separadas por una divisoria muy baja, a unos 25 m de cota. La quebrada Díaz, más importante, se dirige al noroeste desembocando en la bahía López de Bertodano, mientras que la quebrada Turco, de corto recorrido, desemboca en la bahía Pingüino.

Con respecto a las costas, reconocen su carácter, en general acantilado que, junto con la presencia de valles colgados, apuntarían a que se trate de “costas de emersión”. El carácter lineal y acantilado entre el cabo Bodman y la bahía López de Bertodano, lo relacionan con la existencia de una posible falla. Localmente aparecen algunas playas visibles en bajamar y el desarrollo, en la caleta Larsen, de una “espiga” o flecha por la acción de una corriente litoral.

Zinsmeister (1979), cuantifica las tasas de erosión litoral en los acantilados de la bahía López de Bertodano y los procesos rela-

cionados con este retroceso. Este mismo autor, al año siguiente (Zinsmeister, 1980) identifica 4 niveles de terrazas marinas junto a la costa en el suave piedemonte periférico de La Meseta, en el entorno de Cross Valley y de caleta Larsen; la más baja se sitúa entre los 1-2m, la siguiente más extensa y mejor preservada a +4 m, la tercera a +18m y la más alta a +35m, de la que sólo se reconocen restos discontinuos al noroeste de La Meseta. La amplia superficie de La Meseta podría representar una quinta terraza marina, pero la presencia sobre ella de cantos erráticos indicaría que podría haber sido originada por erosión glaciar. La elevada tasa de erosión junto con la presencia de una serie de terrazas marinas, apuntarían a la hipótesis de un reciente y rápido levantamiento tectónico de la isla. Elliot (1981), divide la isla en dos “provincias fisiográficas”: (1) en el NO, La Meseta con los restos de una superficie de erosión cubierta por un depósito glaciar y, (2) en el SO, una topografía de lomas y valles (ridge and valley) labrada sobre sedimentos cretácicos homoclinales. Analiza y describe la composición litológica del depósito glaciar de La Meseta comparándola con las de las regiones insulares y peninsulares circundantes, concluyendo que estos

materiales fueron depositados desde una plataforma de hielo flotante.

Simultáneamente, Malagnino *et al.* (1981) se centran y profundizan en aspectos algo más concretos de La Meseta, incidiendo en las características sedimentológicas y contenido paleontológico de los depósitos “glaciarios” con los que corona la misma. Se interpretan ciertas inflexiones de la red fluvial como fenómenos de captura y, lineamientos costaneros como rasgos erosivos y no tectónicos, proponiendo además, un bosquejo de evolución paleogeográfica del sector desde épocas posglaciares. Rabassa (1982) diferencia en los depósitos glaciogénicos de Marambio dos tipos litológicos. Un *till* alojado y un *till* submarino, éste último en parte, de fusión basal, inferido por la presencia de foraminíferos y otros microfósiles de origen autóctono en la matriz fina de materiales más gruesos, cantos y bloques, que podrían provenir de la fusión basal de una “*lengua glaciaria*” parcialmente flotante. Así mismo, correlaciona tentativamente estos depósitos de Marambio con el *drift* Meseta Lachman (N de la isla James Ross) por la similar ubicación altitudinal y porque ambos, tienen una edad pre-Wisconsin final. Malagnino *et al.* (1984) hacen diferentes consideraciones a la metodología y conclusiones de este trabajo, que serán posteriormente comentadas y convenientemente aclaradas por el propio Rabassa (1984), aunque replicadas nuevamente en algunos puntos por Malagnino *et al.* (1984).

Corte (1982), describe un conjunto de procesos y formas “geocriogénicas” (periglaciares) consistentes en domos de congelamiento, grietas y polígonos de contracción térmica, nichos de nivación, flujos congelados (*icings*), representándolos de forma puntual en un mapa esquemático de la isla. Todas estas formas y procesos criogénicos las relaciona con la presencia de permafrost, llegando a estimar su espesor de forma aproximada en unos 300 m y de entre 0,40-0,50 m, la profundidad de la capa activa en verano. Señala por vez primera, la importancia que puede tener el aporte interno subterráneo por fusión de hielo de la capa activa del permafrost en el desarrollo de la escorrentía superficial, además de la lluvia y la fusión de la nieve caída y acarreada por el viento. Con respecto a la asimetría de las pendientes y al tipo de drenaje en cada una de ellas, (muy evidente en toda la superficie de la isla y especialmente en su sector sur), la interpreta exclusivamente como resultado de una fusión diferencial entre las pendientes más insoladas, expuestas al N, NE y NO y las opuestas; considerando sólo dos factores en esta asimetría: la radiación incidente y la acumulación preferencial de nieve en las vertientes de barlovento (las calientes). Si bien esto es correcto, consideramos que no tiene para nada en cuenta el importante factor litológico-estructural, dirección y buzamiento de la serie y la competencia litológica, que son factores internos que van a condicionar totalmente esa asimetría, al desarrollarse por erosión (independientemente de su morfogénesis) un relieve en cuestas asimétricas.

Zinsmeister y De Vries (1983) describen la composición litológica del *drift* que con unos 20 m de espesor, se apoya sobre la Fm La Meseta, atribuyéndole un origen glaciomarino y consideran que el aspecto tipo “pavimento desértico” con erráticos que presenta en superficie, es consecuencia de la pérdida de finos por ablación de los fuertes vientos, denominándolo informalmente y por primera vez, como “Fm Weddell”.

Fukuda *et al.* (1992) mediante perfiles de resistividad geo-eléctrica del terreno, determinan la profundidad de la base del permafrost; estimando que oscila entre los 200 m, en La Meseta, y los 35 m en los depósitos cercanos al mar en la caleta Larsen y,

espesores de la capa activa del mismo, de entre 0,6 m y 1,1 m respectivamente.

Más recientemente Silva *et al.* (2000) tratan aspectos hidrogeológicos en relación con el permafrost y su influencia durante el periodo estival en la hidrología superficial. Ermolin y De Angelis (2002), reconocen un conjunto de procesos exógenos como los agentes modeladores más importantes del paisaje de la isla; siendo sus efectos más relevantes: 1) la remoción en masa, crioplanación y termocarst; 2) meteorización y “congelifración” de las rocas y posterior formación del *crioeluvium* (limo criogénico) y 3) transporte y acumulación de polvo eólico y limo criogénico fuera de la isla, estimando en al menos 15.000 Tm, el material fino que es removido anualmente de la isla por la acción eólica.

Estos autores presentan también, por primera vez, un esquema de la isla con su división en regiones, delimitando seis “unidades” conforme a la actividad de los procesos exógenos que serían los siguientes (Fig. 7.3): 1) Meseta; 2) Quebradas y valles; 3) Terrazas marinas; 4) Pendiente escarpada; 5) Paisaje de cuestas; y 6) Lomas y hoyos.

Borzotta y Trombotta (2004) llevan a cabo un estudio comparativo entre los resultados de sondeos eléctricos verticales y magneto-telúricos realizados en las islas Marambio (Seymour) y James Ross. Los resultados en cuanto a espesores del permafrost estimados para la superficie de La Meseta son de 250 m, compuesto por un terreno helado de unos 200 m y un tramo inferior de 50 m de *criopeg*. Este permafrost estaría en equilibrio con el gradiente geotérmico estimado (0.037 °C/m) y una temperatura anual media de -9.4 °C, estimando en unos 2.000 años, el lapso de tiempo necesario para su formación después de la deglaciación.

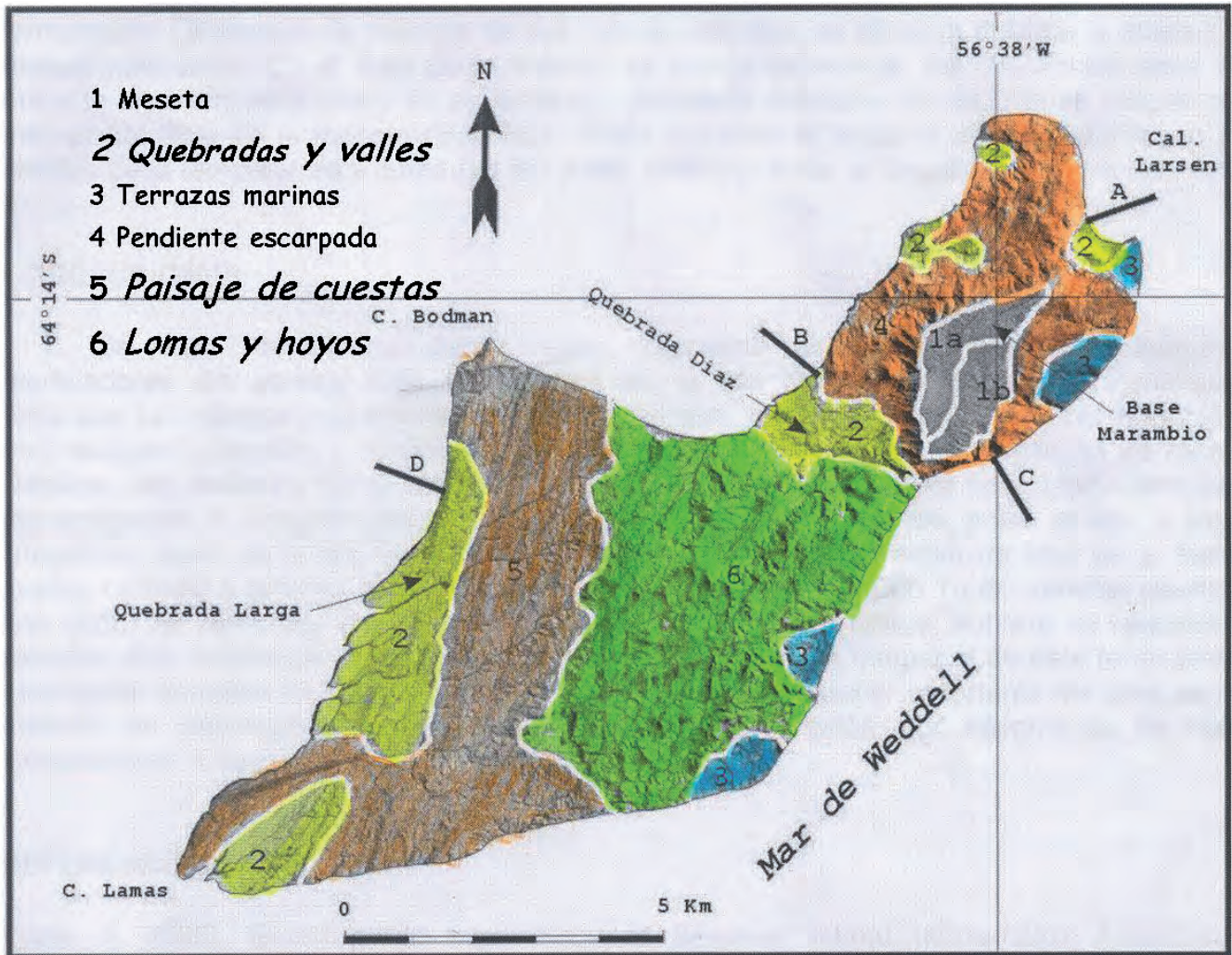
Gazdzicki *et al.* (2004) describen también los depósitos glaciares que recubren La Meseta, proponiendo que se les denomine formalmente como “Fm Weddell Sea”, datándola como post-plioceno superior y atribuyéndola un origen glacial continental. Lirio *et al.*, (2004) realizan una revisión bibliográfica del cuaternario del entorno de la Península Antártica, describiendo y correlacionado los depósitos correspondientes, no sólo en Marambio, sino en las islas próximas.

Nozal *et al.* (2007a) presentan un mapa esquemático con la división de Unidades Sintéticas del Relieve de isla Marambio, junto con el primer borrador del Mapa Geomorfológico de isla Marambio (Seymour) (Nozal *et al.*, 2007b, 2008). Dichos trabajos son los precursores del Mapa Geomorfológico que acompaña a esta memoria (Nozal *et al.*, 2013).

## 7.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

### 7.2.1. Clima

En el sector peninsular Antártico entre los 62° y 65° de latitud S, los relieves presentes a lo largo de la península, con una altura media máxima de 2.200 m, no sólo constituyen una barrera orográfica sino también climática, observándose una disminución gradual de la temperatura media desde la región occidental de la Península Antártica hacia la región oriental (Reynolds, 1981). Dichos relieves delimitan al oeste un ambiente de influencia oceánica, más húmedo y atemperado, mientras que al este del relieve peninsular, muestra las características propias de un clima de tipo pseudocontinental frío, semiárido, con la mitad de precipitaciones y temperaturas anuales medias (MAAT) más frías, que oscilan entre -5°C y -10°C.

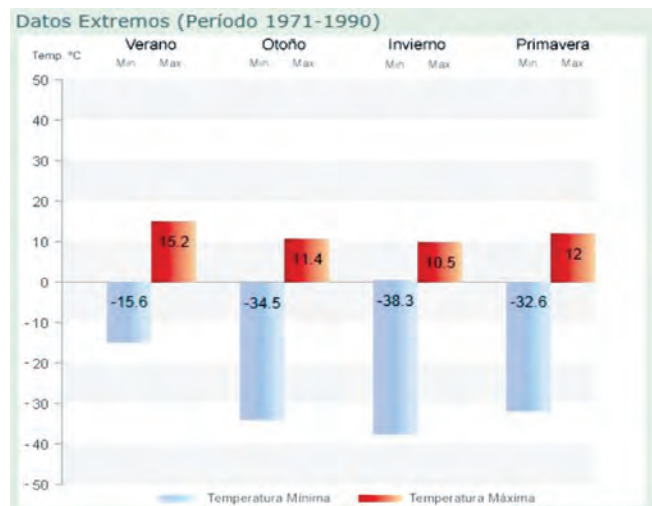


**Figura 7.3.-** División en regiones (unidades generales del relieve) de isla Marambio conforme a la actividad de los procesos exógenos. Tomada y modificada de Ermolin y De Angelis (2002).

La isla presenta un régimen térmico en forma de onda anual simple, en la que según los datos disponibles (período 1971-1990, SMN Argentino, 2009; Fig. 7.4) la temperatura mínima media corresponde a agosto (-18.8 °C) y la máxima temperatura media a diciembre (+0.5 °C); las temperaturas medias oscilan en verano (diciembre-febrero) entre -1.7 °C y -3.0 °C, mientras que en lo más crudo del invierno (junio-agosto) lo hacen entre -14.5 °C y -15.1 °C. La temperatura media anual (MAAT) para todo el período considerado, resulta ser de -8.9 °C.

Los datos extremos presentan un amplio intervalo de variación así, en verano, las temperaturas llegan a oscilar entre los -15.6°C y los +15.2°C, mientras que en invierno, los valores extremos de temperaturas llegan a ser más dispares con temperaturas de -38.3°C y de +10.5°C (Fig. 7.4). Según esos datos, y si sólo se consideran los extremos de temperatura, puede deducirse que en éstas latitudes antárticas en realidad sólo habría dos estaciones climatológicas, el “verano”, de diciembre a febrero y el “invierno” el resto del año.

Los vientos dominantes son del sector S y SO, siendo la estación menos ventosa la correspondiente al verano, con intensidades de unos 28 km/h de promedio. En el semestre invernal (marzo-agosto) se llegan a registrar ráfagas superiores a 220 km/h. Excepto en los meses del verano, la frecuencia de días con viento fuerte (iguales o superiores a 43 km/h) es superior a los 20 días/mes.



**Figura 7.4.-** Datos de temperaturas extremas durante las cuatro estaciones climatológicas anuales disponibles para el período 1971-1990 registradas en Base Marambio.

En ocasiones se produce la entrada de masas de aire relativamente templadas que dan lugar a notables ascensos de la temperatura, incluso en invierno; estos vientos pueden proceder desde el NO y del NE; en el primer caso se trata de un viento que se calienta por descenso en las estribaciones orientales de la cordillera

antártica peninsular, tras superar las cumbres de la misma, de forma similar a como sucede con el "zonda" andino. En el segundo caso, cuando sopla del NE, es frecuente que aparezcan nieblas y cielos cubiertos con precipitaciones líquidas, como viene ocurriendo últimamente durante los meses de verano.

El verano es, sorprendentemente, la estación con mayor cantidad de días con nevadas, los cielos están más cubiertos (24 días en promedio) y las precipitaciones se dan con mayor frecuencia, llegando en enero a 16 días; al contrario de lo que sucede en invierno, que en agosto sólo es de 7 días (Fig. 7.5).

La niebla es un fenómeno bastante frecuente aunque muy localizado en la isla, circunscribiéndose la mayor parte de las veces a la superficie de La Meseta e interfiriendo en la operatividad aérea de la base. A lo largo del año la mayor frecuencia se observa en los meses de diciembre, enero y febrero con 16, 19 y 17 días respectivamente; estando el resto del año por debajo de 14 días y la menor frecuencia en julio, con 9 días de promedio.

Las precipitaciones no superan los 250 mm anuales, de los que un máximo del 20 % es en forma líquida. Estos valores pueden ser cuestionables a causa de la dificultad de captación de la nieve con los pluviómetros convencionales cuando coincide con fuertes vientos, que por otra parte, es lo más frecuente sobre La Meseta.

Parece significativo el calentamiento atmosférico que se ha constatado en los últimos 100 años (Ingólfsson *et al.*, 2003; Kejna, 2003), con un mayor incremento en la temperatura media y, particularmente en el sector oriental de la Península Antártica estimándose, en base a los datos disponibles del SMA para el periodo

1970-1996, una temperatura anual media ( $T_A$ ) de  $-8.8\text{ }^\circ\text{C}$  y una tendencia lineal en las temperaturas anuales medias del orden de  $0.057\text{ }^\circ\text{C}$  para estación Marambio ( $64^\circ\text{S}$  aprox.) y de  $0.045\text{ }^\circ\text{C}$  para estación Esperanza ( $63^\circ\text{S}$ , aprox.) lo que supone para las tres décadas un incremento de temperaturas de aproximadamente  $1.5\text{ }^\circ\text{C}$  (Skvarka *et al.*, 1998). Las temperaturas durante los veranos del periodo considerado indican una tendencia al calentamiento (significativa al 95% en el test de Kendall-Mann) de  $0.075\text{ }^\circ\text{C a}^{-1}$  para Marambio y de  $0.041\text{ }^\circ\text{C a}^{-1}$  para Esperanza. Los incrementos durante el periodo invernal son algo mayores en ambas estaciones,  $0.083\text{ }^\circ\text{C a}^{-1}$  y  $0.043\text{ }^\circ\text{C a}^{-1}$  respectivamente, aunque el grado de fiabilidad de dichas tendencias está por debajo del 95%, debido a la gran variabilidad interanual.

Kejna (2003) matiza estas tendencias en el calentamiento del aire atmosférico y, aunque para el periodo 1958-2000 establece un incremento de la temperatura del orden de  $0.42\text{ }^\circ\text{C}/10$  años (base Esperanza), en el verano es algo menor ( $0.35\text{ }^\circ\text{C}/10$  años), mientras que en el otoño se incrementa ( $0.80\text{ }^\circ\text{C}/10$  años). Durante el invierno las temperaturas muestran significativos ascensos en la totalidad del continente, excepto para el Polo Sur, al igual que en la primavera. Sin embargo, para la Península Antártica no se aprecian estos cambios e incluso para algunas estaciones se manifiestan pequeños descensos (base Esperanza). No obstante, según este autor, todos estos datos y las interpretaciones de los resultados subsiguientes, deben ser tomados con cautela y matizados convenientemente dependiendo de las zonas.

Se han obtenido datos climáticos (fuente no oficial) más recientes, para el periodo 2003-2013 que aparecen reflejados en la tabla adjunta (Fig. 7.6). Comparando los valores promedio obtenidos

Parámetros climáticos promedio de Base Marambio													
Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Temperatura máxima media ( $^\circ\text{C}$ )	0.1	-0.6	-3.5	-7.9	-10.0	-10.9	-10.9	-10.8	-6.9	-3.0	-1.4	0.5	-5.4
Temperatura media ( $^\circ\text{C}$ )	-1.9	-3.0	-6.9	-12.1	-13.8	-15.1	-14.9	-14.5	-11.1	-7.1	-4.3	-1.7	-8.9
Temperatura mínima media ( $^\circ\text{C}$ )	-3.6	-5.2	-9.9	-15.4	-17.2	-18.7	-18.4	-18.8	-15.0	-10.6	-7.0	-3.7	-12
Días de nevadas ( $\geq 1\text{ mm}$ )	16	13	13	12	9	8	8	7	8	10	13	15	132

Fuente: Servicio Meteorológico Nacional<sup>2</sup> Fecha de acceso: 20 de mayo de 2011

Figura 7.5.- Tabla con la distribución mensual de las temperaturas y precipitaciones sólidas registradas en la Base Marambio, reelaboradas por el SMN Argentino, (2009).

Año	TMA	T max a	T min a	P mm	Vv med (km/h)	Días con lluvia	Días con nieve	Días con niebla
2003	-8.0	-3.6	-11.7	235.51	28.8	11	136	163
2004	-6.8	-2.3	-10.4	359.63	30.5	21	126	150
2005	-	-	-	SIN	DATOS	-	-	-
2006	-6.5	-2.3	-10.1	335.79	29.0	11	73	147
2007	-10.8	-6.5	-14.3	-	32.6	19	122	133
2008	-6.9	-2.4	-10.2	-	28.2	18	92	169
2009	-9.6	-5.4	-12.9	-	29.7	6	131	205
2010	-7.5	-3.2	-11.2	428.83	32.4	6	150	180
2011	-9.5	-5.5	-13.0	-	30.5	5	132	163
2012	-9.3	-4.9	-13.0	558.79	31.6	6	143	176
2013	-8.5	-4.4	-12.0	420.12	29.1	6	129	141
Medias período ( $\Sigma 10$ )	-8.34	-4.05	-11.88	( $\Sigma 6$ ) 389.77	16.3	101.5	101.5	162.7

Fuente: <http://www.tutiempo.net> Clima en Base Marambio, estación meteorológica: 890550  
 Latitud: 64.23 Sur Longitud: 56.71 Oeste Altitud 198 m (Elaboración propia).

Figura 7.6.- Tabla de los principales parámetros climáticos promedio durante el periodo 2003-2013 para la Base Marambio. TMA: temperatura media anual.

para este periodo con los anteriores (1971-1990), se puede apreciar ese ligero calentamiento al pasar las temperaturas medias de  $-8.9\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $-8.34\text{ }^{\circ}\text{C}$ , las máximas de  $-5.4\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $-4.05\text{ }^{\circ}\text{C}$  y las mínimas, de  $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$  a  $-11.88\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Lo que más significativo resulta, es el aumento de las precipitaciones, que pasarían del valor estimado inferior a los 220 mm (Ermolin y Skvarca, 2004), a casi los 390 mm para los tiempos recientes.

Uno de los rasgos morfológicos más significativo de esta isla y dado su entorno, es que carece de cubierta glaciar. Incluso los heleros permanentes señalados en el mapa topográfico, habían casi desaparecido totalmente o estaban en proceso regresivo, durante las campañas de realización de la cartografía. No obstante después de 2009, se ha constado que la nieve ha vuelto a acumularse. Aunque no tiene cubierta de hielo, la isla Marambio se halla en zona de suelo congelado perenne y continuo (permafrost) con espesores máximos de entre 180-200 m y temperaturas del suelo no menores de  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Fukuda *et al.*, 1992); por tanto desde el punto de vista morfodinámico la isla está bajo el dominio periglacial, por lo que la actuación de los procesos ligados al hielodeshielo alcanzan su máxima intensidad.

### 7.2.2. Sustrato geológico

El sustrato geológico desde el punto de vista litológico y morfoestructural, se considera como el armazón estático del relieve. Para ello y tomando como referencia el Mapa Geológico realizado por Montes *et al.* (2013), se pueden diferenciar dos grandes conjuntos o dominios. Por un lado, el mayor de ellos (2/3 de la isla), que comprende todo el sector suroccidental de la misma, está constituido por una potente sucesión clástica marina de lutitas, limolitas y areniscas a techo de cerca de 1.700 m de espesor. Presenta rumbos NNE-SSO y buzamientos suaves entre  $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$  al E, y que comprende las formaciones: Fm Haslum Crag, Fm López de Bertodano y Fm Sobral, de edad Cretácico Superior-Paleoceno, pertenecientes al Grupo Marambio.

El otro dominio aparece ocupando el sector nororiental de la isla y casi la tercera parte de la superficie de la misma. Corresponde a las formaciones: Fm Cross Valley-Wiman, Fm La Meseta y Fm Submeseta, todas ellas pertenecientes al Grupo Seymour y de edades Paleoceno medio-superior, Paleoceno superior-Eoceno medio y Eoceno medio-Oligoceno? respectivamente. Por encima de ellas también aparecen la Fm Hobbs Glacier (recientemente identificada) del Mioceno Superior y Fm Weddell, de edad Pliocuatnario. Las Fms. Cross Valley-Wiman, La Meseta y Submeseta, representan el relleno de dos surcos excavados en la plataforma (paleovalles submarinos) de dirección NO-SE mediante secuencias también detríticas marinas de ambiente estuario.

En el primer dominio, correspondiente a todo el gran **sector suroccidental** de la isla, las Fms. Haslum Crag y López de Bertodano constituyen una monótona sucesión compuesta por tramos de limolitas arcillosas y arenosas y de lutitas muy lábiles, con algunas intercalaciones de areniscas finas algo cementadas que resaltan. La Fm Sobral, que es la más moderna de las tres, ocupa la parte superior del homoclinal, en el tercio oriental de dicho sector. Litológicamente la Fm Sobral es algo más variada y de clara tendencia granocreciente, comienza por un tramo blando laminado de arenas finas y arcillas de color marrón, al que siguen alternancias de arcillas con nódulos y areniscas glauconíticas cementadas, pasando hacia la parte superior a tramos lutíticos y areniscas estratocrecientes bien cementadas con estratificación cruzada en surco de gran talla. Esta misma formación, aunque con afloramientos más limitados, aflora también al otro lado de

La Meseta, en el sector septentrional de la isla, al este de cabo Wiman (Fig. 7.7A).

El segundo dominio corresponde al **sector septentrional** de la isla y en él, los sedimentos de las Fms. La Meseta y Submeseta ocupan mayoritariamente la superficie del mismo, aflorando a lo largo de las empinadas vertientes y por las zonas más bajas del relieve mesetiforme tan característico de este sector. Corresponden a un conjunto complejo de secuencias de agradación e incisión que alcanzan un espesor estratigráfico que casi alcanza los 800 m. Está constituido por brechas olistostrómicas en la base, limolitas, arcillas, areniscas y diversos niveles de coquinas del Eoceno. Tanto las Fms. La Meseta como La Submeseta muestran una disposición general monoclinial, buzando suavemente ( $2^{\circ}$ - $4^{\circ}$ ) al SE, rellenando una amplia geometría en surco (paleovalle submarino) de entre 5.5-6.8 km de amplitud y de unos de 200 m de incisión visible, 330 m estimados. Esta disposición morfo-sedimentaria ya fue inicialmente interpretada (Elliot *et al.*, 1975) como un amplio sinclinal con suave inmersión hacia el SE y buzamientos de hasta  $10^{\circ}$  en su flanco noreste, que se suavizan hacia el centro del surco. Estas formaciones junto con los afloramientos de la Fm Sobral (en el extremo septentrional de la isla) y los de la Fm Cross Valley-Wiman, flanqueando los extremos de Fm La Meseta, constituyen el otro Dominio geológico de la isla.

La Fm Cross Valley-Wiman se muestra más completa y con mayor extensión cartográfica en la parte más estrecha de la isla, en una posición geográficamente intermedia entre La Meseta y el gran dominio suroccidental, aunque parte de ella (las unidades superiores) afloran también en los relieves periféricos situados al NE de La Meseta (altos de Ekelof), tal como ya se ha mencionado anteriormente. Esta disposición cartográfica a ambos lados del surco relleno por las diferentes unidades de la Fm La Meseta, impiden dilucidar si representa también el relleno de sendos surcos independientes, o de uno sólo muy amplio, encajado sobre los sedimentos de la anterior plataforma somera (Fm Sobral y Fm López de Bertodano).

Considerando exclusivamente los afloramientos más meridionales y completos (Cross Valley s.s.), éstos corresponderían al relleno policíclico de un profundo ( $\geq 300$  m) y estrecho ( $\approx 600$  m) surco incidido de dirección NO-SE, con paredes casi verticales que, hacia techo se hace más amplio y tendido, "desbordando" cartográficamente sobre el tramo superior de la Fm Sobral en paraconformidad estratigráfica, alcanzando una anchura mínima de 1600 m. Dicho relleno está compuesto por areniscas gruesas, brechas y microconglomerados compactos con grandes cantos blandos (cerro Arañado), que pasan a techo a areniscas compactas laminadas y lutitas. Por encima, limos margosos oscuros y areniscas lajas con restos de plantas; por último, a techo y formando pequeños cerros aislados, niveles centimétricos de limolitas compactas. Toda la serie del relleno aparece inclinada hacia el SE, aunque por la propia geometría del mismo, también aparecen buzamientos locales en los bordes hacia el eje central del canal. Estos afloramientos aunque estratigráficamente guardan más relación con los de la Fm La Meseta y pertenecerían al mismo dominio geológico (Gr. Seymour), sin embargo, por la litología y la disposición morfoestructural que presentan, pueden considerarse desde el punto de vista morfológico, más afines con la Fm Sobral, sobre la que aparecen encajados.

Las Fms. La Meseta y Submeseta están constituidas por un conjunto de unidades estratigráficas de geometría lenticular canalizada que corresponden a sucesivas secuencias de agradación e incisión con un espesor estratigráfico acumulado que casi alcanza

los 800 m y que, en conjunto, rellenan también con sedimentos detríticos marinos de facies estuarinas un profundo surco (más amplio que el de Cross Valley) encajado en la plataforma. Litológicamente está constituida por brechas olistostrómicas, lutitas arenosas, arenas finas compactas, masivas o finamente laminadas y varias intercalaciones lentejonares bioclásticas cementadas de conchas de bivalvos (cucullaeas, veneroides, natícidos). Hacia techo, en la Fm Submeseta, aparecen más niveles de areniscas, algunas también con conchas de pequeños bivalvos y gasterópodos y otros de areniscas gruesas bioturbadas con ocasionales pasadas de gravas. Ambas formaciones muestra una disposición general monoclinaz buzando también suavemente (<math><5^\circ</math>) al SE. Sin embargo, la propia morfología canalizada del relleno, hace que aparezcan en los márgenes del surco, sobre todo en el margen más septentrional, capas en *onlap* con mayor inclinación (10°-20°) hacia el S y SO, que rápidamente se suavizan hacia el eje del surco.

El relieve de La Meseta, como forma topográfica, está construido sobre los depósitos más o menos compactos o cementados del Eoceno superior de las Fms. La Meseta y Submeseta, que buzando suavemente hacia el SE, mientras que la superficie culminante de la misma (superficie erosiva de truncamiento), aparece recubierta por uno o dos delgados depósitos heterométricos sueltos de *till* (Fms. Hobbs Glacier y Weddell). Sobre este depósito diamictítico se produce una selección vertical por procesos de crioturación del sedimento original (Corte, 1982), con una mayor concentración de cantos y bloques gruesos arriba y finos hacia el fondo de la capa activa; la deflación eólica superficial da lugar a un auténtico pavimento de cantos.

Diferentes autores han reconocido y descrito los depósitos asociados a esta superficie culminante. En general corresponden a una delgada serie (en torno a 10-5 m de espesor) de diamictitas y limolitas arenosas de pobre selección con cantos y bloques dispersos, de los que más del 90% guardan afinidades litológicas directas con rocas aflorantes en la Península Antártica, mientras que otros son fragmentos de rocas volcánicas derivadas del Grupo Volcánico James Ross. Incluyen también un gran número de microfósiles: foraminíferos y palinóforos re trabajados de los sedimentos cretácicos y terciarios infrayacentes. Se han interpretado como depósitos glaciares, marinos o terrestres según autores.

Zinsmeister y De Vries (1983) los denominan como Fm Weddell, describiéndolos como limolitas arenosas grises, poco consolidadas, de pobre selección y numerosos *dropstones*, considerándolos por tanto, como depósitos glaciares marinos y asignándoles una edad Pleistoceno. Gazdzicki *et al.* (2004) realizan la propuesta de su definición formal como unidad litoestratigráfica y su denominación como Fm Weddell Sea, describiéndolos como un *till* basal de unos 4 m de potencia que recubren discordantemente a los materiales eocenos. La presencia en algunos afloramientos de estrías glaciares en el techo de las areniscas subyacentes, así como diferentes aspectos litológicos, les hacen descartar un origen marino, como proponían los autores anteriores y proponen un origen "terrestre", sugiriéndose una edad Plioceno superior o incluso Pleistoceno inferior para la misma.

Recientemente y al estudiar con detalle algunos cortes naturales de la periferia de La Meseta, se han aportado nuevos datos y dudas. Así, Ivany *et al.* (2006) en el extremo NE de la misma, encuentran otros delgados depósitos diamictíticos intercalados entre los de la Fm Weddell y las areniscas eocenas más altas de la Fm Submeseta, confirmando por microfósiles que, el techo de esta nueva unidad, alcanzaría el límite Eoceno-Oligoceno. Marensi *et al.* (2010) describen también, en dos afloramientos, esta vez, del

extremo meridional de La Meseta, depósitos diamictíticos glaciomarinos en similar posición estratigráfica, pero en este caso, la litología, el contenido fósil y las dataciones absolutas obtenidas les confirman una edad Mioceno superior (entre 9-12.4 Ma) para dichos materiales, correlacionándolos con otros similares pertenecientes a la Fm Hobbs Glacier.

Otro elemento geológico destacado en el relieve de la isla, lo constituyen los "diques", petrogenéticamente, erupciones fisurales de rocas basálticas, puesto que conforman relieves de resistencia. Se localizan exclusivamente en el dominio suroccidental de la isla, intruyendo a sedimentos del Cretácico (Fms. Haslum Crag y López de Bertodano) y del Paleoceno inferior (Fm Sobral). Corresponden a cuerpos subverticales de espesor métrico, generalmente entre 0,5 y 2 m, de gran desarrollo longitudinal (entre 500-6000 m). Normalmente no se trata de un solo cuerpo intrusivo, sino de un conjunto o enjambre subparalelo de ellos con patrón tipo en relevo (*overstep*). Todos estos diques formarían parte de un complejo de rocas volcánicas denominado Grupo Volcánico James Ross (JRVG), tratándose de materiales constituidos principalmente por lavas basálticas olivínico-alcalinas, brechas y tobas palagoníticas y materiales intrusivos (*sills*, diques y chimeneas).

Se ha propuesto que los procesos que formaron el edificio volcánico principal de la isla James Ross, consistieron fundamentalmente en emisiones lávicas subglaciares que dieron lugar a grandes depósitos lobulares de materiales volcanoclásticos. La acumulación de estos depósitos constituyó un gran edificio volcánico de tipo *tuya* (Monte Haddington) con espesores locales superiores a 1500 m. En relación con la cámara magmática correspondiente se produjeron igualmente, todo un sistema fisural por el que ascendía el magma, originándose al enfriarse, este conjunto de cuerpos subvolcánicos representados en este caso por cortejos de diques basálticos subverticales. De las coladas subaéreas de dichas emisiones, si es que llegaron a tener lugar en el ámbito de isla Marambio, actualmente no queda ningún vestigio, debido a la intensa erosión que ha sufrido la misma. Si se toma como referencia la cota del nivel de culminación de La Meseta y se compara con el nivel topográfico medio del resto de la isla donde afloran los diques, (destacados respecto al del relieve circundante por erosión diferencial), se observa que los diques siempre quedan topográficamente por debajo de la cota de la Meseta. La emisión de estos basaltos habría tenido lugar en un episodio de tectónica distensiva durante el Mioceno superior-Pleistoceno, de acuerdo con las dataciones absolutas realizadas por los distintos autores.

### 7.2.3. El relieve

Desde un punto de vista morfográfico el mapa hipsométrico de la isla (Fig. 7.7A), realizado mediante 8 clases con intervalos de 25 m, salvo el superior más amplio (175-215 m), proporciona una visión rápida de la amplitud del relieve en la superficie de la isla. De acuerdo a las clasificaciones hipsométricas usuales se tratarían por un lado de planicies o llanuras (relieves locales con desniveles menores de 50 m), y por otro de lomas (relieves correspondientes con desniveles entre 50 y 200 m).

En dicho mapa se pueden distinguir las dos grandes unidades principales del relieve y una intermedia que serviría de nexo de unión entre ambas: Al NE dominan las cotas más elevadas y además, aparece un amplio relieve aislado, alargado y de cima plana de unos 3 km de largo por 0,5-1 km de anchura, que se corresponde con las cotas más altas de la isla (200-212 m). Este relieve se muestra nítidamente destacado de los de alrededor al estar

delimitado por escarpadas vertientes de carácter erosivo y que en conjunto configuran lo que se define como una meseta, de ahí su nombre: "La Meseta". Inmediatamente al norte de éste relieve, se configura otro relieve también destacado aunque algo más bajo (150-180 m) y de topografía bastante irregular en cuanto a forma y superficie (altos de Ekelof, Fig. 7.7A).

Al suroeste de La Meseta, entre las bahías López de Bertodano al NO y Pingüino al SE, se desarrolla una amplia zona deprimida (cóncava) de baja cota (en general por debajo de los 50 m), que cruza transversalmente la isla, con vertientes convergentes hacia el eje longitudinal, configurándose una depresión abierta hacia ambos extremos y con un umbral intermedio; probablemente de ahí su denominación en inglés de Cross Valley. Esta depresión se encuentra drenada por dos cursos fluviales divergentes en donde apenas se superan los 25 m de cota en el umbral o collado divisorio de aguas. La mayor, que discurre hacia el noroeste y que desemboca en la bahía López de Bertodano, denominada cañadón Díaz (*Cross Valley*, en sentido amplio), mientras que la más corta, se denomina quebrada Turco y vierte al Mar de Weddell.

El perfil tan asimétrico de ambos cursos, con cerca de 2,5 km hacia el NO para la primera, y apenas 250 m para la quebrada Turco, en sentido contrario, hace que la divisoria se sitúe muy desplazada hacia la costa SE. Dentro de este amplio valle y hacia los bordes, se conservan moderados relieves entre 50 y 100 m sobre los que destaca al suroeste, por su abrupta morfología, el cerro Arañado (94 m).

A continuación, hacia el SO de Cross Valley, en el resto de la isla, se desarrolla un amplio territorio, que comprende más de 2/3 de la superficie de la misma, con el relieve definido como "muy elaborado" por Rinaldi, *et al.* (1978), en el sentido de estar más degradado o erosionado con respecto al nivel de referencia de La Meseta. Está constituido en su mayor parte por una sucesión de valles (quebradas) y lomas alargadas que corresponde a la "provincia fisiográfica" (Elliot, 1981) con topografía de *ridge and valley*. Este territorio en su conjunto va progresivamente ganando altura desde bahía Fósil, en la costa suroeste, hasta una divisoria montañosa de dirección NE a ENE, conformada por un conjunto de alineaciones de crestas de cuevas elaboradas sobre la sucesión homoclinal de los materiales cretácicos y paleocenos; y resaltes de diques que alcanzan cotas entre los 150-187 m, para descender de una forma más o menos rápida y abrupta hacia la costa suroriental de la isla.

Por otra parte, analizando el mapa de pendientes generalizado (Fig. 7.7B), elaborado a partir del MDT mediante el establecimiento de seis intervalos o clases más usuales (<5%, 5-10, 10-30, 30-50, 50-70 y >70%), se manifiestan también esas dos grandes unidades de relieve, no así la depresión intermedia que aparentemente queda desdibujada y podría asimilarse a la gran unidad suroccidental. Lo que si queda perfectamente definida en la unidad septentrional es La Meseta, que se configura como un relieve aislado destacado, de cima plana, y que aparece rodeado por vertientes de pendientes escarpadas (30-50%) que, en algunos sectores llegan a precipicios (50-70%) e incluso superiores al 70%, como en su extremo SE, prácticamente en acantilado "vertical" sobre bahía Pingüino. El otro relieve destacado al norte de La Meseta presenta también vertientes bastante abruptas (50-70%) hacia el norte y noreste y más moderadas (10-30%), hacia el sur.

En el resto de la isla, y salvo contadas excepciones relacionadas con la alineación montañosa Filo Negro del sector SE, con pen-

dientes del 30-50% e incluso algún escarpe de hasta 50-70%, las mayores pendientes (50-70%) se disponen en determinados tramos de la periferia de la isla, en forma de vertientes acantiladas hacia el mar.

Se destaca también un acusado desarrollo de las formas llanas o débilmente inclinadas en la unidad meridional, y dentro de ésta, en su sector occidental, donde las cotas son más bajas y además, convergen los fondos de valle plano de la quebrada Larga y afluentes junto con niveles de arrasamiento marino en bahía Fósiles (*Fossil Bay*).

En relación con estas formas llanas, se aprecian también aunque con menor desarrollo, en determinados sectores de la costa oriental de la bahía López de Bertodano, como en las inmediaciones de la desembocadura del cañadón Díaz, en punta Sergios, punta Campamento y en el Valle de las Focas, al sur de cabo Wiman. En la costa oriental aparecen en caleta Larsen, en relación con depósitos de abanicos deltaicos y playas actuales y ya, mucho más al sur, en La Pingüinera, con génesis similar.

Al este de La Meseta, topográficamente por debajo de ésta y a su vez, colgado sobre el litoral, aparece también un sector llano o algo inclinado (<5%, 5-10%) y cota media próxima a los 60 m, denominado localmente como "La Submeseta" (Malagnino *et al.*, 1981), que debe su configuración a condicionantes morfoestructurales, aunque algunos autores no descartan un cierto perfilamiento por arrasamiento marino, del que se observan pocos vestigios concluyentes.

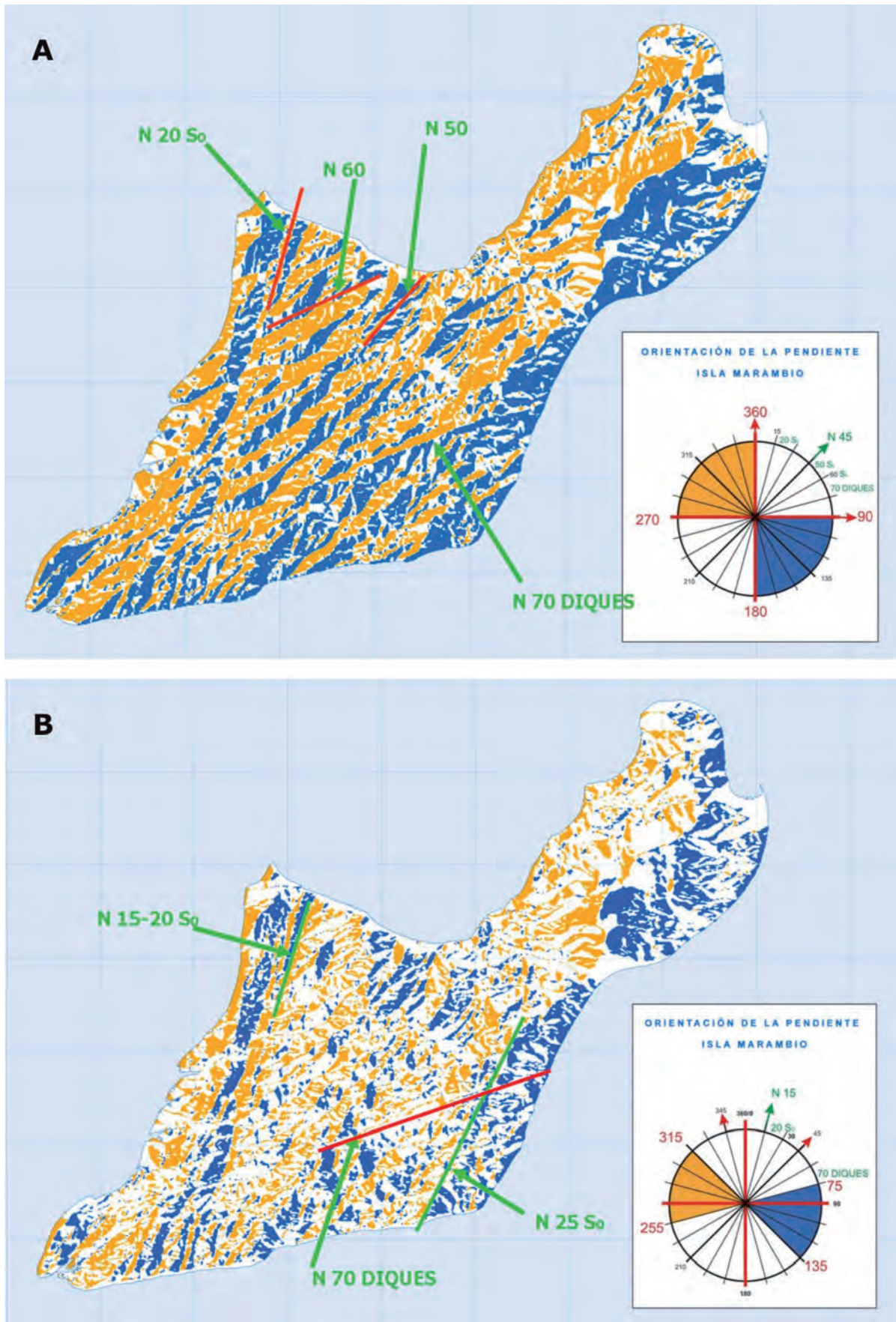
A partir del mapa de pendientes directo, es decir, sin generalizar, se han elaborado diversos mapas de orientación de vertientes. Esta herramienta permite rápidamente verificar si el relieve tiene control estructural o no, y si lo tiene, que grado de adaptación existe. Los datos estructurales tomados sobre el terreno nos demuestran que a grandes rasgos la disposición estructural de toda la isla es la de un gran homoclinal de rumbo NNE a NE con suave buzamiento al E. Una de las morfologías más características de un relieve adaptado a este tipo de estructura, son los denominados relieves en cuesta.

Una cuesta se describe como un relieve asimétrico producido por la erosión diferencial de estratos de buzamiento moderado en los que, la ladera larga y suave (dorso), es generalmente concordante con el buzamiento de los estratos resistentes que la forman; mientras que la otra ladera, (frente), es más corta y escarpada.

En uno de los mapas de orientación de vertientes (Fig. 7.8A), se han elegido orientaciones de pendientes opuestas con abanicos de luz/sombra de amplia dispersión (270°-360° y 90°-180°) hacia el NO y SE que corresponderían básicamente, a relieves de rumbo NE. El resultado en el sector meridional de la isla, donde afloran las unidades cretácicas y paleocenas, muestra en la parte central una sucesión clara de relieves de rumbos entre N50°-N60° oblicuos con respecto a los rumbos de la estratificación regional, claramente interferidos en el sector meridional por el rumbo del Filo Negro (N 70°).

Hacia el borde occidental y desde la quebrada Larga, se observa también una clara interferencia, señalándose relieves de orientación más norteadas (N15°-N20°), que es precisamente el rumbo de las capas en dicha zona. En el sector septentrional de la isla, al oeste de La Meseta, se observa una discreta sucesión de relieves N50, mientras que desde el mismo borde occidental de la misma se configura, de forma generalizada, una gran vertiente orientada al SE.





**Figura 7.8.-** Mapas de Orientación de Pendientes de isla Marambio. **A.-** Modelo con “iluminación” desde el sector NO; vertientes iluminadas en amarillo y en sombra en azul; se han señalado ciertas orientaciones estructurales de referencia como son la estratificación So, orientaciones de diques y también orientaciones de divisorias de relieves. **B.-** Modelo con iluminación desde el ONO, con ángulo de dispersión de 60°; vertientes iluminadas en amarillo y en sombra en azul; se han señalado orientaciones estructurales de referencia como estratificaciones (So) y el haz de diques del Filo Negro (diques).

En el otro de los mapas (Fig. 7.8B), se redujo el ángulo de dispersión de iluminación (a 60°) con orientaciones de abanicos al este (75°-135°) y al oeste (255°-315°) correspondientes a relieves más norteados (N15°).

En este caso, el sector septentrional de la isla se muestra como un relieve con vertientes opuestas al E y al O, pero bastante más desdibujado que en la configuración del mapa anterior. En el otro gran sector, el SO de la isla, aparecen bien definidos los relieves al oeste de la quebrada Larga coincidentes con el rumbo de las capas, se destaca también un gran relieve en cuesta en el margen oriental, coincidiendo con los afloramientos paleocenos de la Fm Sobral y otros no tan definidos al sur del Filo Negro. Sin embargo, al contrario que en el modelo anterior, no se manifiesta la sucesión clara de relieves de la zona intermedia, aunque en determinados sitios, sí se configuran algunas vertientes inclinadas al este, coincidentes con el sentido del buzamiento.

#### 7.2.4. Unidades del relieve

Considerando el sustrato geológico como almacén estático del relieve desde el punto de vista litológico y estructural, Nozal *et al.* (2007a) diferencian en la isla dos grandes conjuntos o dominios (*land systems* o *terrain systems*, Verstappen, 1983), coincidentes con los ya definidos por Elliot (1981). El Mapa de Unidades Sintéticas del Relieve se ha obtenido mediante el cruce o superposición de diferentes mapas temáticos como son: el mapa litológico del sustrato y la disposición morfoestructural del mismo; el mapa hipsométrico que, junto con el MDT, caracterizan la amplitud del relieve; el mapa de pendientes generalizado que

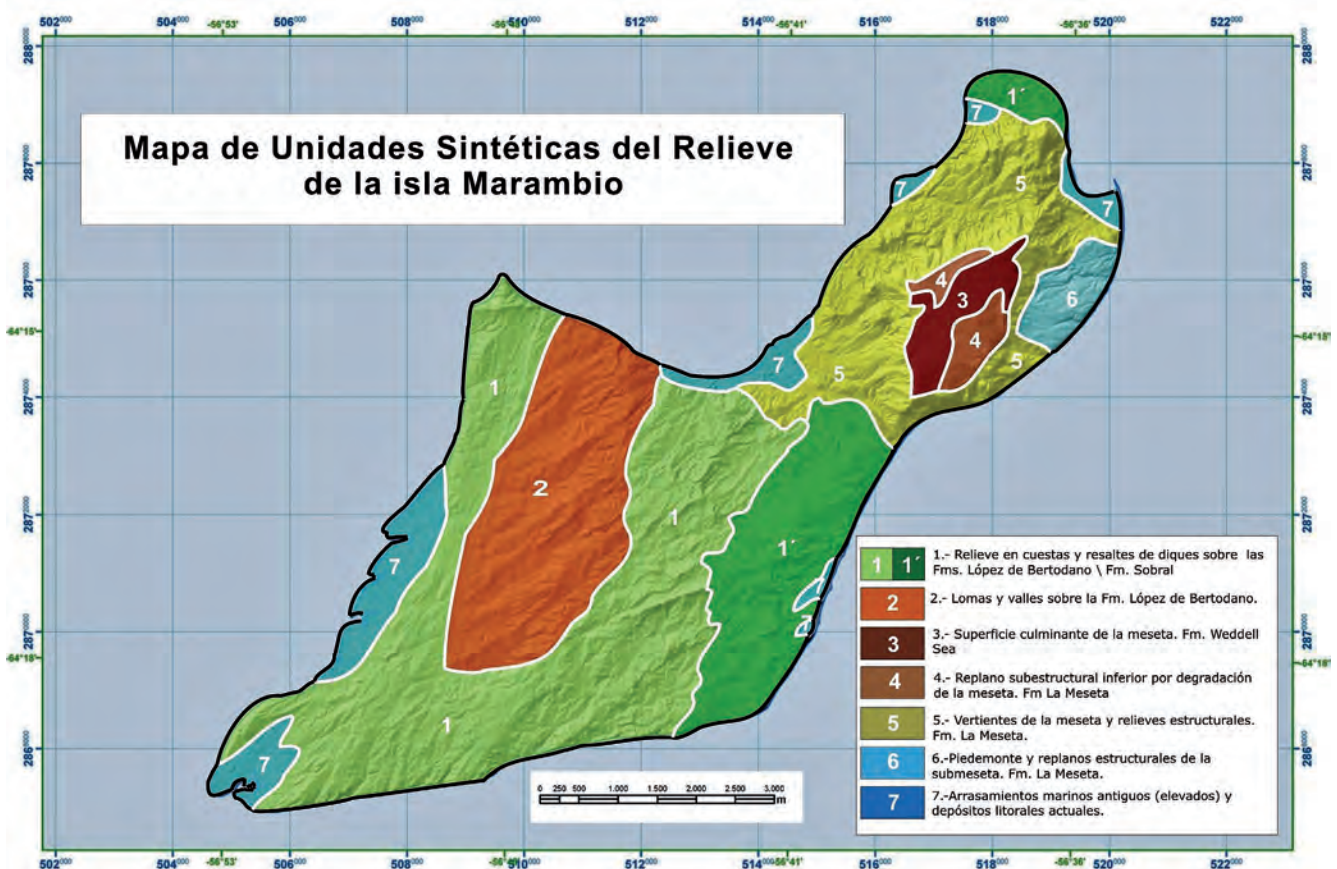
cuantifica las formas del terreno y acota los contrastes morfométricos y, por último, diversos mapas de orientación de pendientes que permiten comprobar si la orientación de ciertas morfologías, como son las vertientes de cuerdas montañosas y valles tienen control estructural. El resultado del tratamiento de los documentos mencionados ha permitido establecer una clasificación configuracional o fisiográfica de la superficie de la isla, es decir, según formas del relieve predominantes, delimitándose siete unidades del territorio denominadas Unidades Sintéticas del Relieve, con fisionomías características bien diferenciadas respecto a las del entorno, y que corresponderían a conjuntos geomorfológicos de tercer orden (*land unit* o *terrain unit*, Verstappen, 1983).

En cierto modo el mapa así obtenido puede resultar a primera vista aparentemente bastante similar, en cuanto a la delimitación de algunos de los recintos, al obtenido por Ermolin y De Angelis (2002) al dividir la isla en regiones o "*unidades generales del relieve*" conforme a la actividad de los procesos exógenos (Fig. 7.3). Sin embargo se pueden apreciar notables diferencias en algunos de los recintos, principalmente en el sector meridional, no sólo en cuanto a su delimitación, sino incluso a nivel genético.

Las Unidades Sintéticas obtenidas para la isla Marambio y su correspondiente distribución superficial se muestran en la Fig. 7.9, y serían las siguientes:

##### 7.2.4.1. Relieves en cuesta y resaltes de diques sobre la Fm López de Bertodano y Fm Sobral (1 y 1')

Se trata de la Unidad de Relieve con mayor representación en la superficie de la isla (Fig. 7.9). Sobre gran parte de la serie cre-

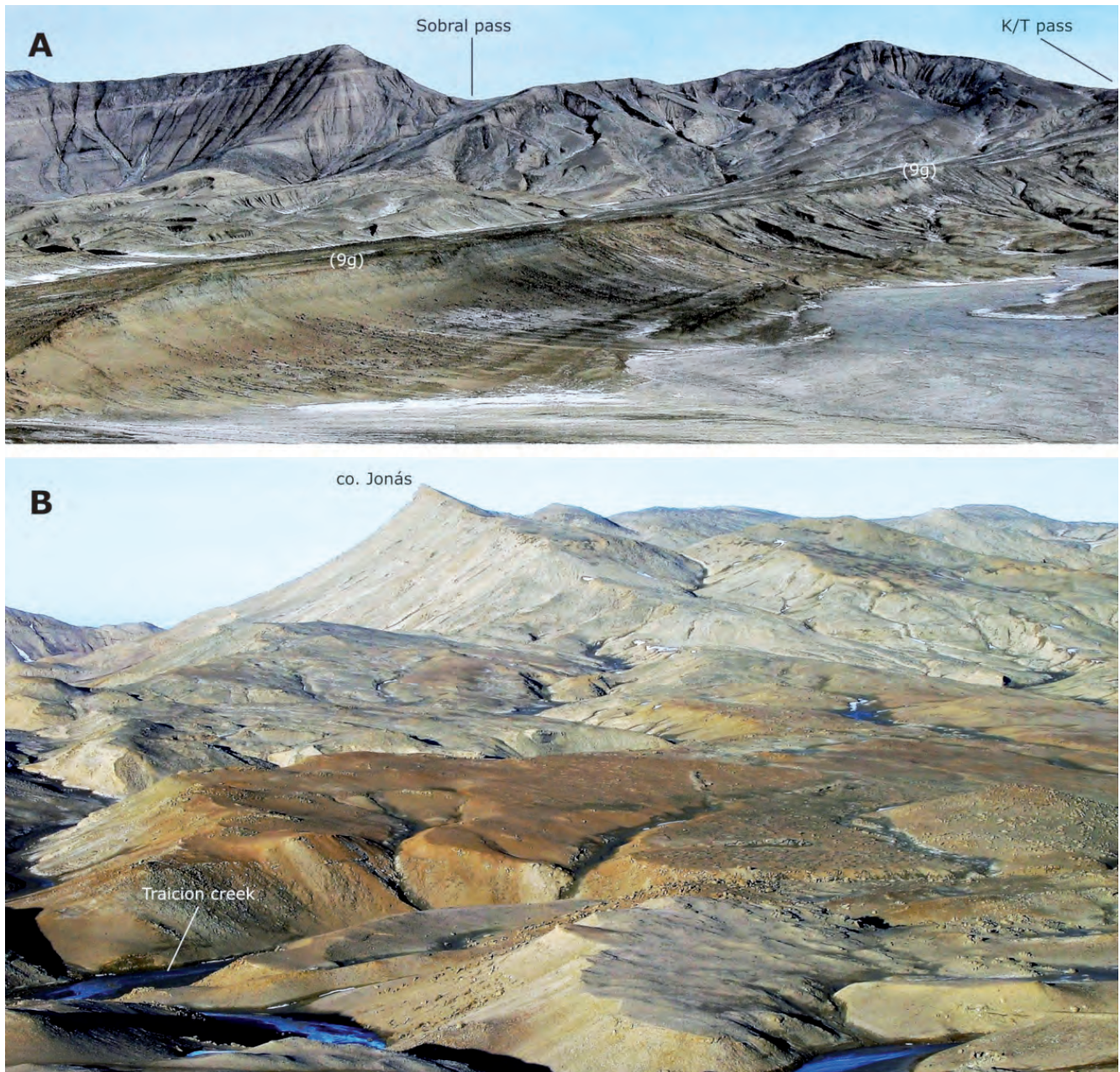


**Figura 7.9.-** Mapa de Unidades Sintéticas del Relieve de isla Marambio, distribución y denominación. Comparándolo con el de la Fig. 7.3, aparente y conceptualmente similar, se pueden apreciar claramente las discrepancias en cuanto a la definición y delimitación de las respectivas unidades, (Figura tomada de Nozal *et al.*, 2007a).

táctica, se desarrolla una sucesión de pequeños relieves en cuesta, cuyos escarpes culminantes y, en algunos casos la totalidad del dorso de las cuestas, corresponden a niveles resistentes algo más cementados de areniscas que aparecen en la mayoría de las unidades cartografiadas, o de niveles con gran abundancia de concreciones; entre todos ellos, destacan los niveles (8g), de areniscas con abundantes restos de plesiosaurios y las areniscas glauconíticas (9g, Fig. 7.10A), capa guía del límite K-Pg. Cabe destacar dentro de esta unidad, la gran cuesta individualizada definida por la Fm Sobral (1'), localizada a lo largo del margen suroriental de la isla, entre bahía Pingüino y punta Pingüino (Fig. 7.18A). Se incluye también en esta unidad morfológica los afloramientos

de la Fm Cross Valley-Wiman, en el extremo NE de dicho relieve, ya que desde un punto de vista estructural, aparecen "integrados" en dicha cuesta, no siendo fácilmente distinguibles del homoclinal previo (Fm Sobral) sobre el que se encaja (Fig. 7.21B), si no es, por sus peculiares características litoestratigráficas.

El extremo más septentrional de la isla, donde vuelven a aflorar nuevamente las Fms. Sobral y Cross Valley-Wiman, también corresponde a un relieve en cuesta, con frente en los acantilados de Cabo Wiman y una sucesión de escarpes y replanos estructurales inclinados al SE (Fig. 7.16). Sobre las unidades inferiores



**Figura 7.10.- A.-** Vista panorámica de la *Unidad de Relieve 1*. En primer plano, el frente de la cuesta correspondiente al límite K-Pg (9, 9g) de la Fm López de Bertodano. El escarpe del frente aparece coronado por un nivel de arenas glauconíticas y areniscas rojizas compactas, que definen el dorso estructural de la cuesta. Los aluviales que discurren paralelos al rumbo de las capas, por delante del frente o por el dorso, son cursos ortoclinales (subsecuentes), los pequeños *rills* desarrollados sobre el escarpe del frente corresponden a cursos anaclinales. Al fondo se aprecia también el frente de cuesta de la serie paleógena (10), en la cornisa superior, definiendo el correspondiente dorso de cuesta, las unidades de la Fm Sobral. **B.-** Relieves estructurales generados sobre unidades inferiores de la Fm La Meseta, de areniscas y coquinas cementadas. Al fondo el agudo y destacado cerro Jonás. En primer término con tono más claro, dorso de cuesta sobre el nivel guía de coquinas *Cucullaea 1*. En tonos más rojizos, varios planos conformando dorsos de cuesta, coincidentes con techos de areniscas y coquinas. En conjunto, todo el paisaje se configura como una gran cuesta sobre capas inclinadas hacia el S-SE, hasta el arroyo de la Traición (curso ortoclinal).

de la Fm La Meseta, también se da en parte este tipo de relieve estructural (Fig. 7.10B).

#### 7.2.4.2. Lomas y valles sobre la Fm López de Bertodano (2)

Corresponde a todo un conjunto poco destacado de relieves paralelos alternantes de interfluvios suaves y alargados (lomas), y valles principales de fondo plano, pero cuyas orientaciones generales presentan trazados oblicuos a la dirección de los estratos, aunque ocasionalmente en algunos tramos de sus vertientes se aprecien cierto grado de coincidencia. Litológicamente se corresponde con potentes tramos donde predominan materiales blandos bastante homogéneos, como son las lutitas arenosas (6 y 7) de la Fm López de Bertodano (Fig. 7.11).



**Figura 7.11.-** Detalle del Mapa Geomorfológico mostrando parte del sector correspondiente a la *Unidad del Relieve 2*. Un paisaje de relieve monótono constituido discretos relieves alargados, sin resalte o cornisa culminante, de cumbre suavemente convexa, con vertientes bastante simétricas (lomas) oblicuas a la dirección de las capas, alternando con fondos de valle plano que discurren subparalelos hacia el SO, hasta desembocar en el colector principal SSO de la quebrada Larga (señalado el punto de vista de la Fig. 7.18A). Ésta última, corresponde a un valle longitudinal ortoclinal, paralelo a las capas y excavado a favor de las menos resistentes.

#### 7.2.4.3. Superficie culminante de La Meseta (3)

Se corresponde con los depósitos superficiales de origen glaciar, la Fm Weddell de edad Plioceno superior-Cuaternario. A partir de esta superficie de La Meseta, que actualmente tiene el carácter de relieve residual de posición, se interpreta que se ha ido elaborando el resto del relieve de la isla hasta alcanzar su configuración actual (Fig. 7.12A).

#### 7.2.4.4. Replano subestructural inferior por degradación de La Meseta (4)

Aparecen en los bordes NO y SE de éste relieve. En la vertiente NO de La Meseta aparecen entre los 170-150 m de cota, en lo que se puede denominar como la "submeseta noroccidental". En este caso, presenta menor extensión y el replano aparece bien definido topográficamente, entre el corto escarpe de La Meseta y la ruptura de pendiente o escarpe neto a lo largo de casi todo borde NO de La Meseta. Está sustentado o definido sobre los niveles competentes de areniscas, gravas y conglomerados con huesos de pingüinos (39, cg), del Alm. Superior (III) de la Fm Submeseta (Fig. 7.12B).

Al SE de la Meseta, esta unidad corresponde a una superficie suavemente inclinada hacia el SE que enlaza sin solución de continuidad con la superficie culminante de La Meseta (con inclinación semejante en ese sector y, en su borde externo, con una ruptura de pendiente convexa bastante marcada. Esta unidad se corresponde, en parte, con la superficie de erosión basal inclinada hacia el SE de la Fm Weddel y también sobre algunos niveles de areniscas del Alm. Superior (III) de la Fm Submeseta.

#### 7.2.4.5. Vertientes de La Meseta y relieves estructurales (5)

Corresponden al conjunto de formas que configuran el relieve periférico de La Meseta y que se prolongan hasta el borde del mar; se incluyen también los otros relieves destacados situados al norte de la Meseta, entre caleta Larsen y el cabo Wiman (altos de Wiman y de Ekelof; Figs. 7.7A, 7.13A y 7.16). En todo este paisaje dominan, en general, las formas estructurales: escarpes, resaltes de capas, pequeños replanos estructurales, alternando con los depósitos fluviales (Figs. 7.10B y 7.13B). La evolución de estas laderas por retroceso de las cornisas o niveles culminantes, ha desarrollado *talus flatirons* (Gutiérrez *et al.*, 2011), muy frecuentes sobre todo al NO de la isla, pero de poca extensión.

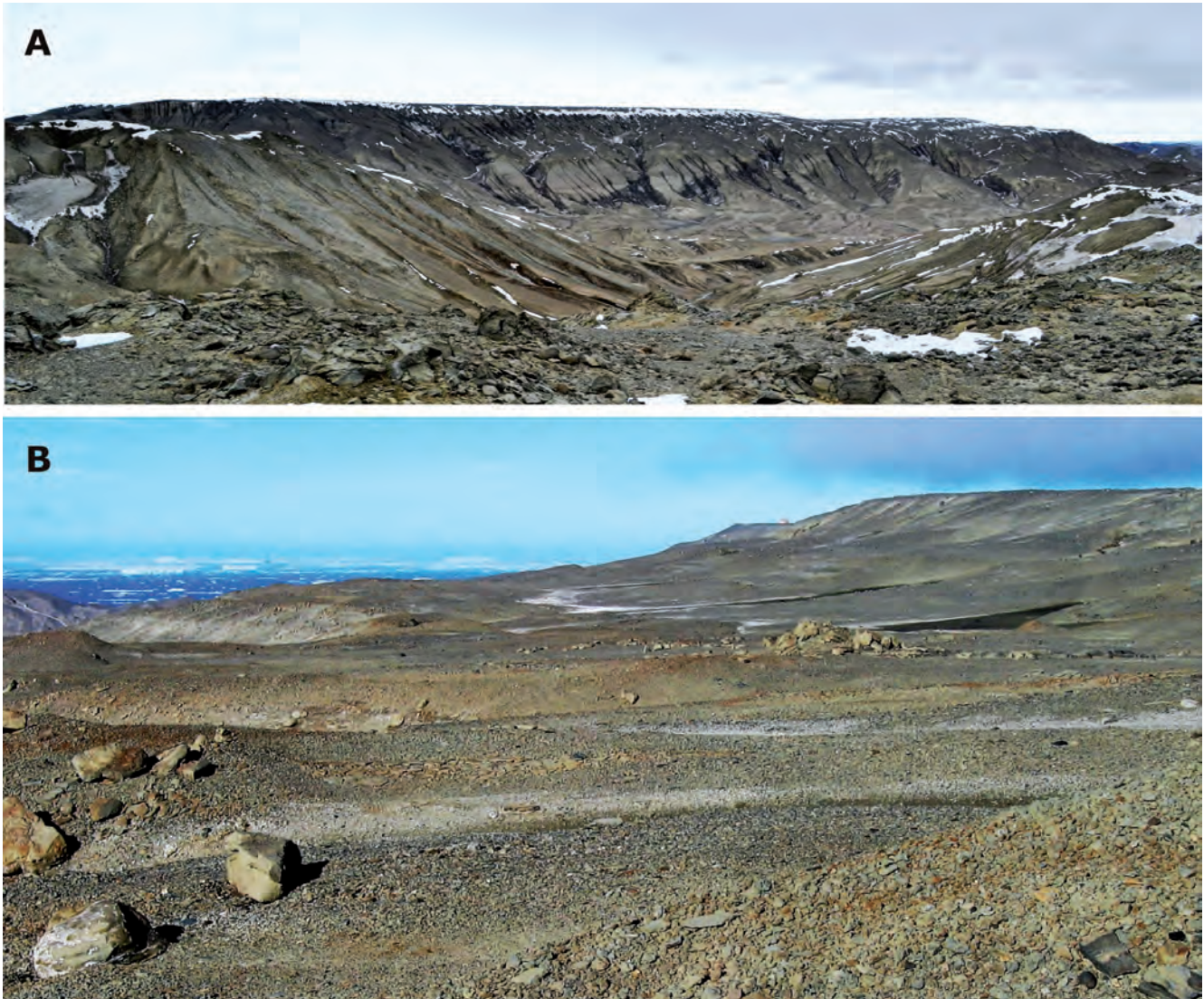
#### 7.2.4.6. Piedemonte y replanos estructurales de "La Submeseta" (6)

Se considera un piedemonte respecto al relieve superior destacado de La Meseta, por su relativa amplitud y suave inclinación al ESE (Mar de Weddell), y porque enlaza mediante una escarpada vertiente con La Meseta. Configuran un conjunto de superficies estructurales ligeramente escalonadas definidas sobre las competentes areniscas rojizas (38) y areniscas con *Turritella* (38t) del Alm. *Turritella* (II) de la Fm Submeseta (Fig. 7.13C). La Submeseta aparece más o menos incidida y formando cerros de cumbre plana con cotas entre 70-50 m, que adquieren su mayor desarrollo entre la vertiente SO de La Meseta y el Mar de Weddell (Malgagnino *et al.*, 1981). Aparecen ligeramente inclinados hacia el SE, conformes con el buzamiento generalizado de toda la serie estratigráfica. Las capas, acaban bruscamente cortadas en el acantilado sobre el mar (Fig. 7.15B).

#### 7.2.4.7. Arrasamientos marinos antiguos (elevados) y depósitos litorales actuales (7)

Aparecen distribuidos a lo largo del litoral; los de la costa occidental aparecen en la denominada bahía Fósiles (Fig. 7.14A), en la parte más interna de la de López de Bertodano, en las inmediaciones de la desembocadura del cañadón Díaz y en Punta Campamento (Fig. 7.14D y E); todos estos arrasamientos o terrazas marinas son antiguos, incluido el Valle de las Focas que posiblemente podría corresponder igualmente a una antigua bahía, actualmente colmatada por depósitos de abanicos aluviales (Fig. 7.14C).

Los de la costa oriental son más recientes o subactuales; la caleta Larsen se origina por el crecimiento de una flecha arenosa, que protege una pequeña bahía parcialmente colmatada por todo un conjunto de *fan deltas* solapados junto, con una pequeña terraza marina. Hacia el SO y antes de punta Pingüino, aparecen tramos de litorales bajos, coincidiendo con la desembocadura de amplias depresiones que se colmatan mediante abanicos o *fan deltas* retenidos en su frente litoral por estrechos cordones de cantos y gravas. Por último, en el extremo más meridional de la isla, en el estrecho Arguindeguy (Picnic), y coincidiendo con una amplia depresión ortoclinal donde acaban desembocando varias quebradas, se desarrolla un estuario con llanuras de mareas



**Figura 7.12.- A.-** Vista hacia el SO desde los relieves periféricos septentrionales (“Altos de Ekelof”, *sensu* Corte, 1982) de la *Unidad del Relieve 3* caracterizado por el perfil plano y horizontal de La Meseta. A su derecha, la vertiente NO de la misma, drenada por la red de colectores subparalelos, afluentes por la margen izquierda del arroyo de la Traición. **B.-** Vista hacia el SO de la *Unidad de Relieve 4*, que se corresponde básicamente con una superficie estructural definida sobre niveles resistentes de la base de la unidad superior (39) de la Fm Submeseta, constituida por areniscas y niveles de gravas con abundantes fósiles de pingüinos. Además de estas litologías, aparece parcialmente recubierta por cantarral residual, procedente de la erosión de los depósitos de la Fm Weddell que recubren la superficie de La Meseta (replano a la dcha. 210 m). La superficie de este escalonamiento, por debajo de la culminación de La Meseta, se ha denominado como “submeseta noroccidental” (175-190 m).

fangosas y supramarales salinas, así como una pequeña flecha o cordón de gravas en el extremo de su margen septentrional (Fig. 7.14B).

### 7.2.5. Estudio morfoestructural

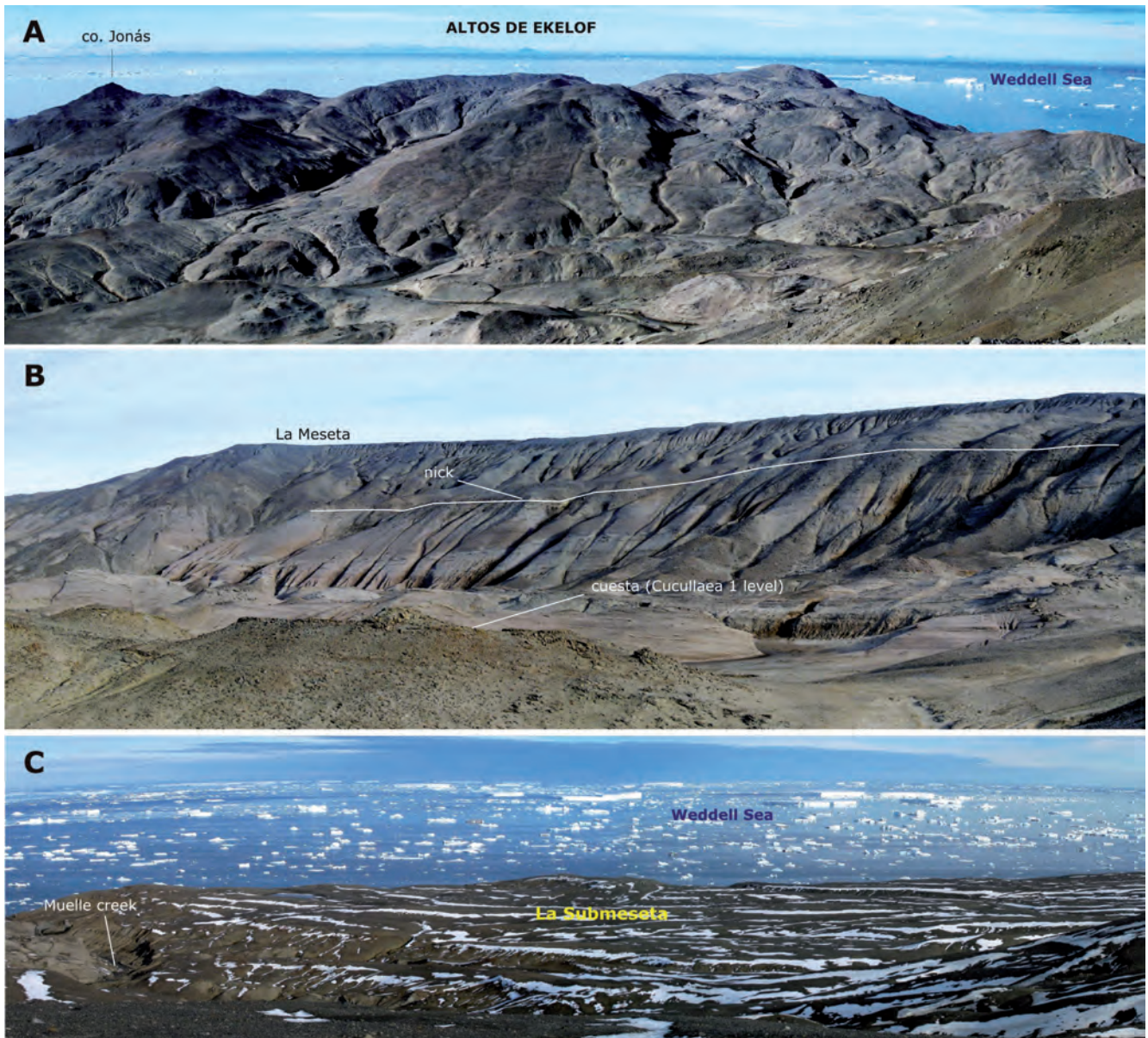
El estudio morfoestructural contempla la morfología derivada directamente tanto de la disposición o estructura geológica como de la litología de los materiales, pero contemplada como una “arquitectura” geológica estática expuesta a la erosión, de tal forma que cuando se produce un proceso de denudación, los rasgos del paisaje se desarrollan conforme a la composición y estructura del sustrato rocoso. En la mayoría de los casos, la estructura controla el relieve mientras que las diferencias litológicas son las que evidencian y resaltan la estructura.

La isla Marambio, dada su localización, se puede enmarcar dentro de un gran conjunto geomorfológico de 1<sup>er</sup> Orden como es la región N de la Península Antártica y dentro de esta, en el sector influenciado por el efecto barrera climática (Reynolds, 1981)

de la cordillera que la recorre longitudinalmente, y que la hace más sensible a la influencia climática del Mar de Weddell (Fukuda *et al.*, 1992).

Descendiendo de categoría, en un 2<sup>o</sup> Orden, Marambio formaría parte del denominado Grupo de islas o Archipiélago de James Ross (Malagnino *et al.*, 1981), correspondiendo a una isla relativamente pequeña, localizada al SE del conjunto y separada de la mayor y principal, James Ross, por el Estrecho del Almirantazgo (*Admiralty Sound*). La isla presenta como característica distintiva, respecto a las otras del grupo, la ausencia total de cobertura de hielo glaciar y de nieve permanente.

Básicamente la isla se divide en dos “provincias fisiográficas” (Elliot, 1981): 1.- Sector nororiental constituido por el relieve mesetiforme de La Meseta, que representa un relieve residual con los restos de una superficie de erosión cubierta por un *drift* glaciar. 2.- Sector suroccidental, con una topografía de crestas y valles (*ridge and valley*) controladas por una secuencia sedimentaria homoclinal con prácticamente ausencia de recubrimientos.



**Figura 7.13.- A.-** Vista Panorámica hacia el N, desde borde de La Meseta de la *Unidad del Relieve 5* y de las respectivas vertientes meridionales de los mismos. (“Altos de Ekelof” de Corte, 1982). La cumbre más oriental es la que alcanza la máxima cota (181,4 m); las más próximas alcanzan algo más de los 160 m, al igual que el cerro Jonás a la izquierda (163,6 m). La parte culminante de todos estos relieves corresponde a niveles resistentes de brechas (34br) y areniscas conglomeráticas masivas con coquinas de veneroides (34s, 34v) de la base del Alm. Campamento (34) de la Fm La Meseta. **B.-** Panorámica desde el arroyo de la Traición hacia el SSE de la vertiente NO de La Meseta culminando con la superficie plana horizontal característica (*Unidad del Relieve 5*). El sustrato litológico corresponde a tramos blandos de arenas y lutitas interlamadas que intercalan algún nivel de areniscas, destacando las areniscas rojas con *Turritella* (38t) y por encima, las areniscas y gravas con huesos de pingüinos (39), que siempre dan un resalte estructural. Se puede considerar como una ladera compleja con dos tramos, el tercio superior más corto y con perfil marcadamente cóncavo, entre la cornisa-escarpe de culminación y el techo de un resalte o *nick* intermedio, más o menos marcado, que corresponde en este caso, al nivel de areniscas con *Turritella*; el tramo inferior, más largo (2/3) y con perfil prácticamente recto hasta la base, corresponde a una ladera erosiva “desnuda”, sin depósitos superficiales. En primer plano a la izquierda, el frente de una pequeña cuesta cuyo resalte superior corresponde a las areniscas y coquinas de *Cucullaea* I (35cu). **C.-** Panorámica desde la vertiente E de La Meseta hacia el SSO de la *Unidad del Relieve 6*, que en conjunto configuran la superficie subhorizontal de “La Submeseta”. La gran cantidad de neveros alargados, acumulados en las márgenes meridionales de los arroyos encajados, indican la compartimentación y degradación de dicha superficie.

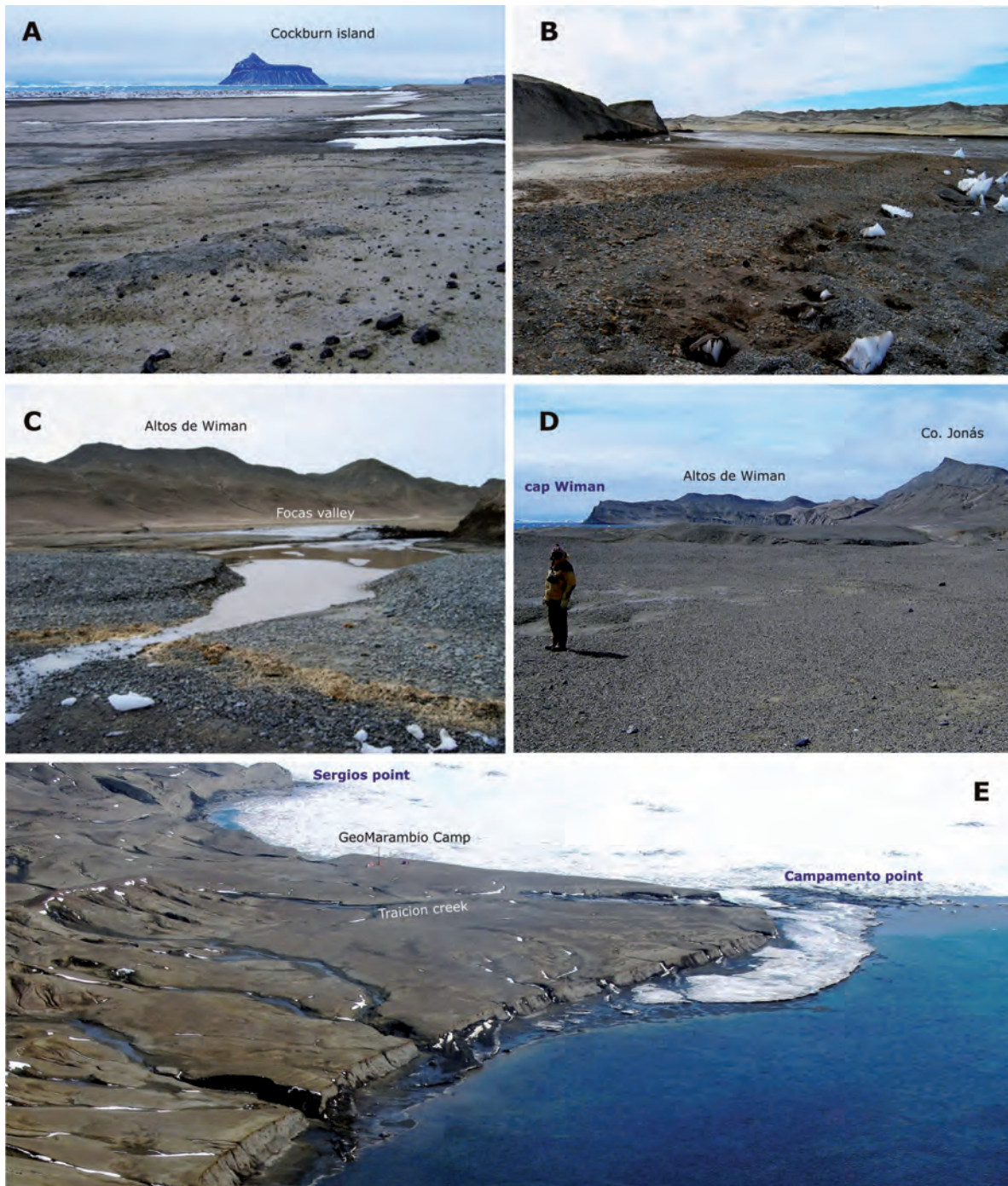
Esta última división es la que se utilizará para el estudio morfoestructural.

#### 7.2.5.1. Sector nororiental (NE). La Meseta

El relieve más elevado de isla Marambio se localiza en su sector nororiental y corresponde a ese “relieve mesetiforme” ya descrito por Rinaldi *et al.* (1978), o simplemente La Meseta en sentido geomorfológico, tan característico de esta isla. La Meseta está construida mayoritariamente sobre los depósitos eocenos

más o menos compactos de las Fms. La Meseta y Submeseta, que buzcan suavemente hacia el SE y, localmente sobre las diamictitas miocenas de la Fm Hobbs Glacier (Marenssi *et al.*, 2010). Todos estos depósitos aparecen truncados por una superficie de erosión marina que, a su vez, aparece recubierta por el delgado depósito heterométrico suelto de origen glaciar de la Fm Weddell.

El techo de esta unidad define y recubre la propia superficie culminante del relieve de La Meseta, distribuyéndose en dos amplios



**Figura 7.14.- Unidad del Relieve 7.** **A.-** Vista hacia el N de las planicies de bahía Fósiles. Aparecen desarrolladas sobre las unidades inferiores de la Fm López de Bertodano (3,4) y son de origen marino. Se han reconocido tres niveles: superior +8-10 m; intermedio +5 m; e inferior +2-3 m.). **B.-** Panorámica hacia el ENE de la desembocadura del valle, cerca del estrecho Arguingdeguy (Picnic). Mide 1,5 km entre interfluvios, y está labrado sobre las potentes y blandas unidades lutíticas 2 y 3 cretácicas. Este amplio valle flanqueado por vertientes de escaso relieve (menos de 70 m de cota), se origina por la confluencia de las tres quebradas que drenan el extremo SO de la isla, en un único colector, originando esta desembocadura estuarina. El *talweg* entre ambos márgenes alcanza los 100 m en su sector más estrecho. La barra de gravas de primer plano, forma una pequeña flecha adosada a su margen derecha (izda. de la foto), diferenciando aguas arriba de la misma, una parte interna o confinada del estuario, con una llanura mareal central y pequeñas llanuras supramareales marginales, como la que aparece inmediatamente detrás de la barra. Aguas abajo de estas gravas se desarrolla una amplia llanura mareal deltaica de reflujos. **C.-** Panorámica del Valle de las Focas, al sur de cabo Wiman. Se trata de un valle corto pero amplio, labrado sobre el Alm. Valle de las Focas (31) de carácter lutítico, de la Fm La Meseta. Aparece relleno por un sistema de abanicos aluviales de escasa pendiente. Esta depresión, que no supera los +10 m, se interpreta que podría corresponder a una antigua ensenada marina somera, algo elevada en el presente y colmatada por los depósitos aluviales. En primer plano se observa la boca del canal de marea que rompe el cordón de gravas que constituye la playa supramareal actual (donde suelen sestear focas). Por dicho canal, en marea baja, desagua toda la escorrentía superficial del valle. **D.-** Panorámica hacia el NE, de los replanos cubiertos de gravas correspondientes a la terraza marina de +7-10 (59, n). Al otro lado del arroyo de la Traición, los relieves estructurales (cuestas) periféricos de La Meseta, con el cerro Jonás destacado; al fondo los relieves estructurales que acaban en el acantilado del cabo Wiman. **E.-** Panorámica aérea hacia el SO de punta Campamento, donde aparecen más o menos incididos, los replanos cubiertos de gravas correspondientes a la terraza marina de +7-10 m (59, n), desarrollados a uno y otro lado del arroyo de la Traición. Hacia el NE (esquina inferior izda.), la terraza se va reduciendo en amplitud hasta desaparecer, al igual que sucede en el extremo opuesto, un poco más a la izquierda del campamento, donde los relieves se aproximan a la costa y gana altura el acantilado.

afloramientos superficiales contiguos, separados por una pequeña vaguada debida a la progresión de la incisión fluvial desde su vertiente noroccidental; el mayor de ellos, y sobre el que se emplazan la pista de aterrizaje y todas las dependencias de la Base Marambio, muestra una forma irregular elongada en dirección NE-SO de unos 3,4 km de largo por unos 0,8 km de ancho. El afloramiento menor, se localiza hacia el sector centro-septentrional del primero, ocupando una superficie de unos 0,4 km por 0,3 km, alcanzando la cota máxima (211,5 m) de dichos depósitos en su borde occidental.

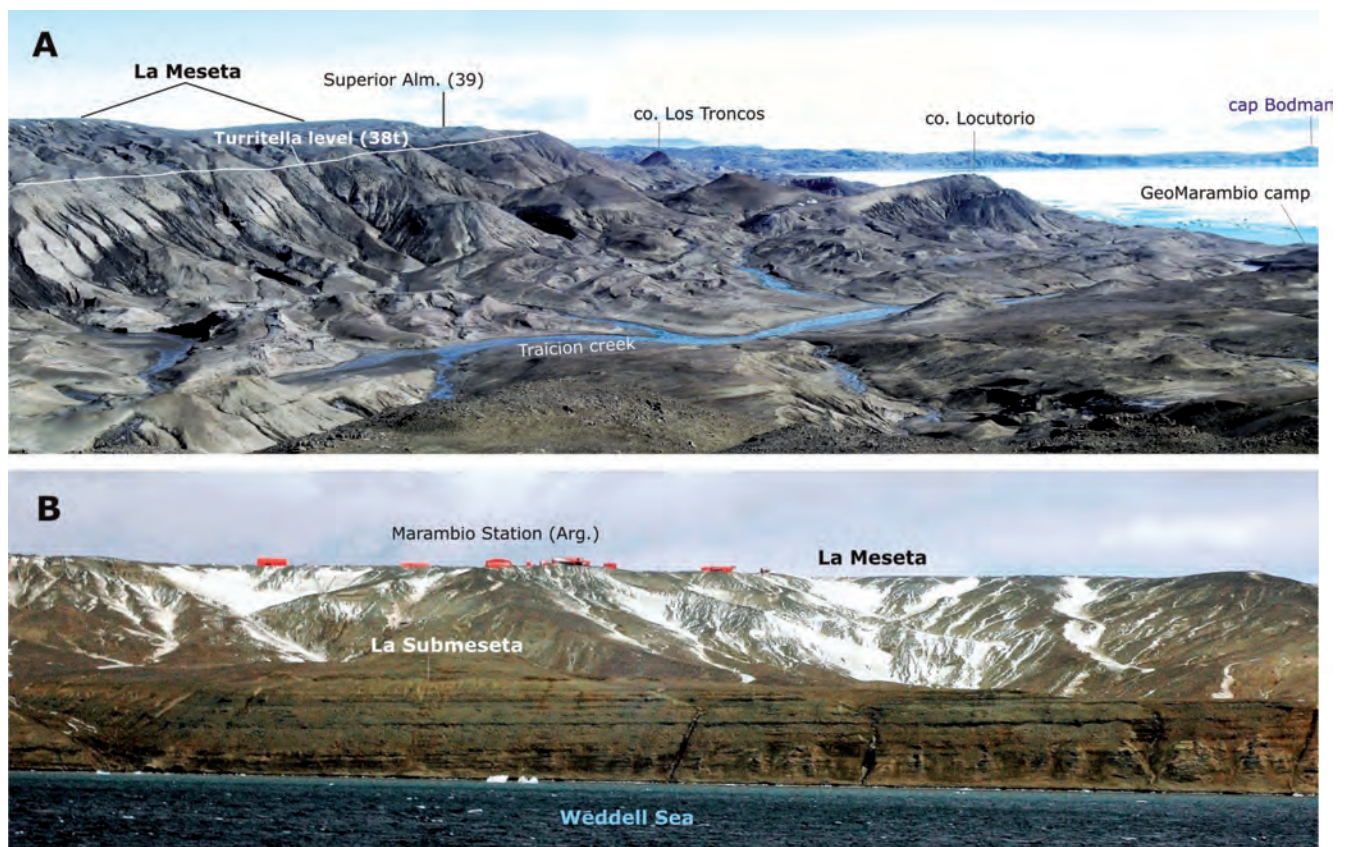
La evolución morfológica de dicho relieve hace que el borde escarpado de La Meseta y gran parte de sus vertientes, aparezcan recubiertas por varias generaciones de derrubios más o menos recientes, procedentes de la erosión del propio sustrato y de la removilización, ladera abajo, del till culminante.

Tanto el relieve de La Meseta como el de las vertientes que la circundan y el destacado relieve periférico septentrional ("Altos de Ekelof") corresponden geológicamente a las Fms. La Meseta y Submeseta, que representan el relleno marino de un paleovalle o amplio canal excavado sobre una plataforma marginal muy somera. Dicho relleno múltiple, muestra, a grandes rasgos una arquitectura configuracional sedimentaria sinformal (Porebski,

2000), con el eje del surco inclinado entre 2°-5° al SE e inclinaciones de las capas marginales hacia el centro del surco, entre 5°-20° al SO, en el borde septentrional y de entre 10°-20° al NE, en su margen meridional.

Esta disposición estructural permite considerar a la vertiente NO de La Meseta, entre el arroyo de la Traición y el Díaz, como el frente de una gran cuesta que a grandes rasgos correspondería a una ladera compleja (Gutiérrez Elorza, 2008) con diferentes resaltes estructurales intercalados a diferente altura y que a su vez, pueden dar lugar a pequeñas cuestas, replanos estructurales y resaltes de capas o cerros aislados, originados por los niveles más compactos o resistentes de la serie estratigráfica aflorante en dicha vertiente (Fig. 7.15A). Al sur de uno de éstos cerros destacados aislados, como es el cerro Ombú (178,4 m), la vertiente de La Meseta pasa a una ladera simple muy incidida con restos de varias generaciones de coluviones en los interfluvios.

Mientras tanto, en la vertiente SE de La Meseta, el dorso de esa cuesta se configura como una pendiente cóncava simple o compleja, si se considera el escarpe acantilado sobre el mar de los replanos de "La Submeseta" (Malagnino *et al.*, 1981) configurada esta última, sobre las areniscas rojas y areniscas con *Turritella* (38, t, Figs. 7.13B y 7.15B). La vertiente presenta una red de



**Figura 7.15.- A.-** Panorámica hacia el SSO mostrando parte de la vertiente NO de La Meseta. Por debajo de la misma, se puede apreciar la ruptura de pendiente (convexa) relacionado con las resistentes areniscas rojizas con *Turritella* (38t). Hacia el fondo, la ruptura de pendiente se traslada al nivel superior de areniscas y gravas con huesos de pingüino y conglomerados (39), marcando el borde y el propio replano de La Submeseta noroccidental. Por debajo y hasta la costa se puede apreciar la ligera inclinación (5°-7° SE) de la serie hacia la izquierda, originado algunos escarpes y replanos estructurales coincidentes con dorsos de cuestas como el del co. Locutorio (106-75 m) del nivel de Cucullaea2 (36cu), y algunos cerros aislados como el cerro Los Troncos (131,5 m). Junto al ayo. de la Traición también se reconocen pequeños frentes de cuestas con resaltes relacionados con el nivel Cucullaea1 (35cu) y otros niveles competentes (35n,c). En primer plano a la derecha, la vertiente (dorso de cuesta) coincide con techos de niveles de areniscas con paleocanales mareales (34). **B.-** Vista panorámica hacia el O del perfil escalonado de la Meseta y de La Submeseta. En primer plano, el acantilado de La Submeseta (50-70m), en cuyo escarpe se aprecia la disposición plana, ligeramente inclinada hacia el sur, de diferentes niveles de las unidades (37 y 38) de la Fm Submeseta. Sobre el plano de La Meseta (190-200m) destacan los edificios de la Base Marambio. Ambos replanos enlazan mediante una vertiente simple de perfil cóncavo con grandes nichos de nivación y heleros emplazados bajo el escarpe superior. Los interfluvios amplios y más suaves y algunas laderas, aparecen cubiertas por derrubios que en algún caso se trata de laderas antiguas colgadas (laderas tripartitas).

drenaje menos densa, con cabecera en los grandes heleros residuales originados a lo largo del borde o sobre la propia superficie de La Meseta (Fig. 7.15B). Hacia el SO, la vertiente se va verticalizando a la vez que los mismos niveles van ganando altura debido al buzamiento de la serie, apareciendo otras capas inferiores resistentes, como el nivel Cucullaea 2 (36cu), por lo que ya no dan lugar a replanos, sólo escarpes con estrechas cornisas y pequeños resaltes.

En sector más septentrional de la isla, entre el cabo Wiman y el correspondiente extremo de La Meseta, aparecen dos relieves individualizados por sendos valles que drenan hacia la costa occidental. El más septentrional es el valle de las Focas, que deja a su derecha el margen sobre el que se encaja la Fm La Meseta y que conforma el relieve de cabo Wiman (ver Fig. 7.16). Entre éste valle y el arroyo de La Traición, que discurre más al sur, se dispone otro destacado relieve, denominado *Altos de Ekelof* (Fig. 7.7A). En esta elevación pueden distinguirse tres cumbres reseñables: la oriental, con la máxima cota (181,4 m), la central más baja, (unos 160 m), y la occidental, del que sobresale el cerro Jonás (163,6 m) (Fig. 7.17A). Este interfluvio se elabora sobre los alomimbros: Valle de las Focas, Acantilados I, Acantilados II y Campamento, de la Fm La Meseta. Las tres primeras unidades (31, 32 y 33) son litológicamente bastante homogéneas y blandas salvo algún delgado y discontinuo nivel de brechas o coquinas (32br, 32bz, 33br, 33cg) que apenas dan resaltes sobre la vertiente septentrional, de perfil cóncavo e incidida regularmente. Sin embargo, la base de la siguiente unidad (Alm. Campamento, 34), que ocupa las zonas culminantes de todos estos relieves, corresponde a potentes niveles resistentes de brechas-(34br) y areniscas conglomeráticas masivas con coquinas de veneroides (34s, 34v).

Dada la disposición estructural marginal dentro del paleovalle de la serie, inclinada hacia el S, vuelve a configurarse otra cuesta, con un frente bastante inclinado que culmina con dichos niveles resistentes, originando escarpes estructurales y cornisas a lo largo de los bordes superiores de estos relieves (Fig. 7.17A) y, un dorso inicialmente de poca inclinación, con replanos estructurales y pequeños cerros testigo sobre el amplio relieve oriental (Fig. 7.17B). El resto del dorso de la cuesta está condicionado por un acusado escalón morfológico de origen tectónico, coincidente con el escarpe exhumado de una importante falla lítrica sinse-

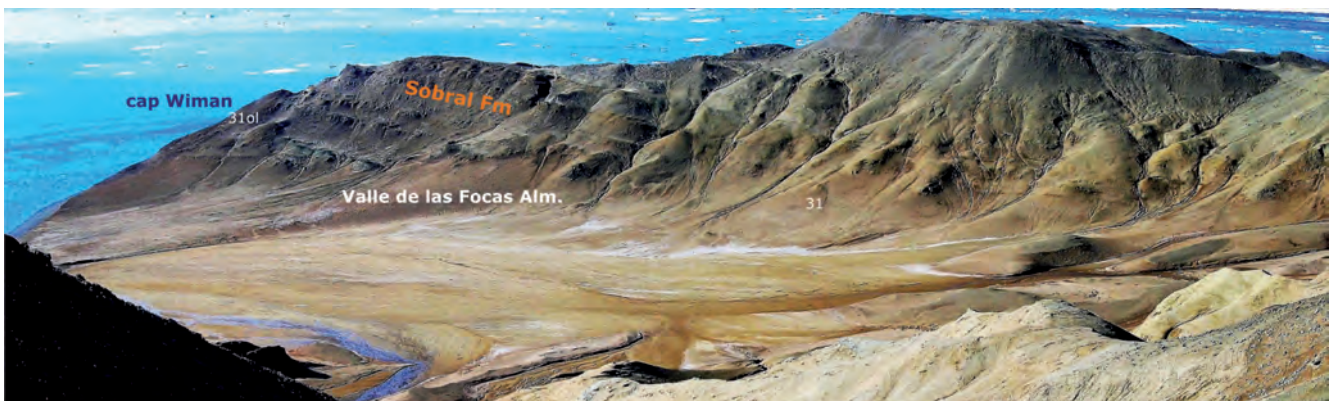
dimentaria de rumbo ONO (denominada Falla López-Larsen en este trabajo) que cruza todo ese sector insular. Tras este escalón, el dorso de la cuesta se continua hasta el arroyo de la Traición, configurando varias superficies estructurales y diversos resaltes y escarpes, principalmente hacia la mitad más occidental de esa vertiente y con la misma inclinación que el dorso general de la cuesta (Fig. 7.17B).

#### 7.2.5.2. Sector suroccidental (SO). Crestas y valles

Al SO de La Meseta, desde prácticamente desde el cañadón Díaz hasta el estrecho Arguindeguy (Picnic) y representando más de 2/3 de la superficie de la isla, el sustrato geológico corresponde a dos series estratigráficas con muy diferente representación.

La inferior, ocupando más del 95% de la superficie, corresponde a una potente sucesión clástica marina con estructuración simple, consistente en un potente homoclinal de cerca de 1700 m de espesor, con rumbo NNE-SSO y buzamientos suaves entre 10°-15° al SE, y que comprende las Fms. Haslum Crag, López de Bertodano y Sobral, de edad Cretácico superior-Paleoceno perteneciente al Grupo Marambio. Las Fms. Haslum Crag y López de Bertodano (1 a 11) constituyen una monótona sucesión compuesta por tramos de limolitas arcillosas, ocasionalmente margas, y de lutitas muy lábiles con algunas intercalaciones de areniscas finas cementadas o de abundantes concreciones que resaltan. La Fm Sobral (12 a 18), ocupa la parte superior del homoclinal, aflorando en el tercio oriental de este sector de la isla. Litológicamente es algo más variada, con intercalaciones de niveles más compactos y resistentes, sobre todo a techo. Comienza por un tramo blando de limos y arcillas, al que siguen alternancias de arcillas con nódulos y areniscas glauconíticas resistentes, pasando hacia la parte superior a tramos lutíticos y areniscas estratocrecientes bien cementadas con estratificación cruzada en surco de gran escala.

La siguiente serie corresponde a la Fm Cross Valley-Wiman (Montes *et al.*, 2007), de edad Paleoceno medio-superior, perteneciente al Grupo Seymour Island. Aunque estratigráficamente la Fm Cross-Valley-Wiman guarda más relación con la Fm La Meseta, sin embargo, en este sector de la isla, por la litología (brechas y areniscas de composición volcánica) y la disposición morfoestructural mantiene más afinidades morfológicas con la Fm Sobral.



**Figura 7.16.-** Panorámica del relieve y vertiente septentrional del Valle de las Focas. Este relieve, en su zona más alta, alcanza el centenar de metros (104,2m) y se localiza en el extremo más al norte de la isla (cabo Wiman). Estratigráficamente corresponde a la Fm Sobral, constituida por una sucesión alternante de tramos de lutitas y de areniscas gris-verdosas que dan lugar a los diferentes escarpes estructurales y resaltes, así como sucesivos replanos estructurales en los techos de las capas culminantes. Toda la serie está suavemente inclinada al ESE (3°-7°). La vertiente expuesta prácticamente coincide con el escarpe del paleovalle incidido, que se rellenará con la sucesión eocena de las Fms. La Meseta y Submeseta. Este escarpe morfológico, Porebski (2000) lo considera condicionado con el plano de una falla normal. En todo caso, tanto el plano de la posible falla o del escarpe morfológico de incisión, aparecen ahora parcialmente fosilizados por la unidad inferior de la Fm La Meseta, el Alm. Valle de las Focas o de brechas, olistolitos (31ol) y lutitas marrones (31).

Esta serie representa el relleno de un profundo surco de dirección NO-SE inclinado hacia el SE, excavado sobre la serie estratigráfica anterior, pero que hacia techo se expande, disponiéndose en paraconformidad sobre el tramo superior de la Fm Sobral.

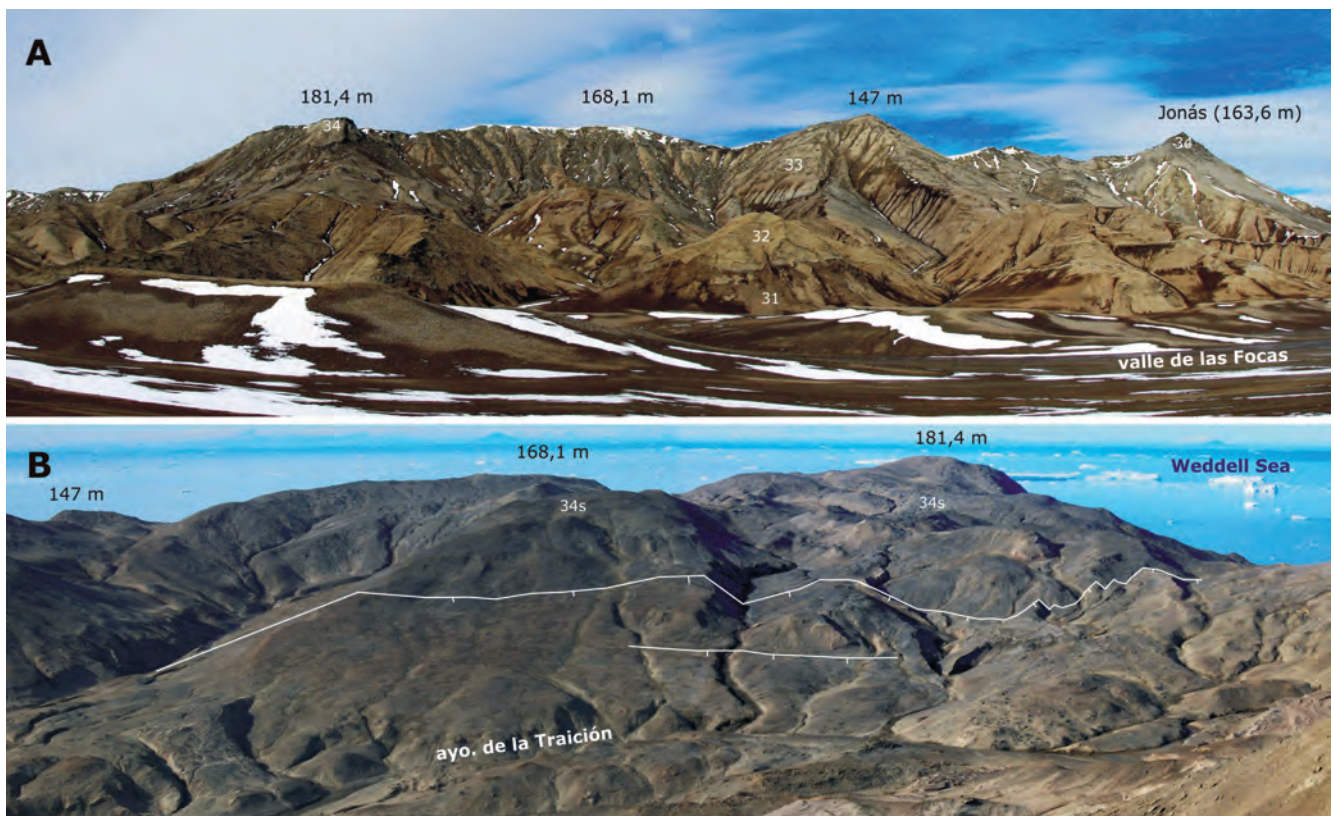
Topográficamente, este gran sector suroccidental de la isla en su conjunto, va progresivamente ganando altura desde bahía Fóssiles (*Fossil Bay*), en la costa SO, hasta una divisoria montañosa de dirección NE a ENE, para descender de una forma más o menos rápida y abrupta hacia la costa SE. En su sector occidental, donde las cotas son más bajas (<25m), se destaca un acusado desarrollo de las formas llanas o con escasa pendiente (<5%), donde convergen los fondos de valle de la quebrada Larga y afluentes, junto con niveles de arrasamiento marino en bahía Fóssiles. Otras zonas bajas y llanas pero de menor extensión, aparecen en la costa meridional de la bahía López de Bertodano con relación a terrazas marinas, y en la costa del Weddell, con amplios valles, abanicos y playas, como en La Pingüinera (próxima a punta Pingüino). El resto, muestra alturas progresivas, entre 25-170 m y pendientes medias (5-30%), salvo excepciones relacionadas con el dique Filo Negro, que alcanza la máxima cota de todo ese sector (187,3 m), pendientes del 30-50% o escarpes de hasta 50-70%, semejantes a los de las vertientes acantiladas sobre el mar.

El drenaje de esta parte de la isla está organizado en torno a tres subcuencas hidrológicas:

1.- La cuenca NO es la menor de ellas y vierte directamente a la bahía López de Bertodano e indirectamente a través del cañadón Díaz.

2.- La cuenca SE, vertiente al Mar de Weddell y al Estrecho Arguideguy (Picnic), es relativamente estrecha, por lo que los cursos son de corto recorrido con patrón dendrítico, salvo el principal, que cruza el Filo Negro. La divisoria de esta cuenca, está unas veces definida por un conjunto de alineaciones de crestas de cuestas elaboradas sobre la Fm Sobral, y otras totalmente transversal u oblicua (poco definida) a la sucesión homoclinal cretácica-paleocena, pero nunca coincidente o controlada por el dique del Filo Negro ("Divisoria Johansen") tal como fue interpretada por Corte (1982), pues el dique, aun siendo un relieve relicto alto con 150-187 m de cota, no coincide con divisorias, puesto que la red se sobrepone sobre el homoclinal intruido por los diques a partir de una extensa superficie inicial, actualmente desaparecida, que muy probablemente correspondería a la somital de La Meseta (200 m de cota media).

3.- Por último, la cuenca SO vierte al estrecho Almirantazgo, con la quebrada Larga como principal eje colector, con cerca de 8 km de longitud. Esta extensa quebrada, con dos cursos convergentes, corresponde a un valle longitudinal NNE paralelo a las capas, y una amplia red secundaria bien desarrollada, paralela asimétrica de rumbos NE-SO. La quebrada Larga resulta un tanto anómala

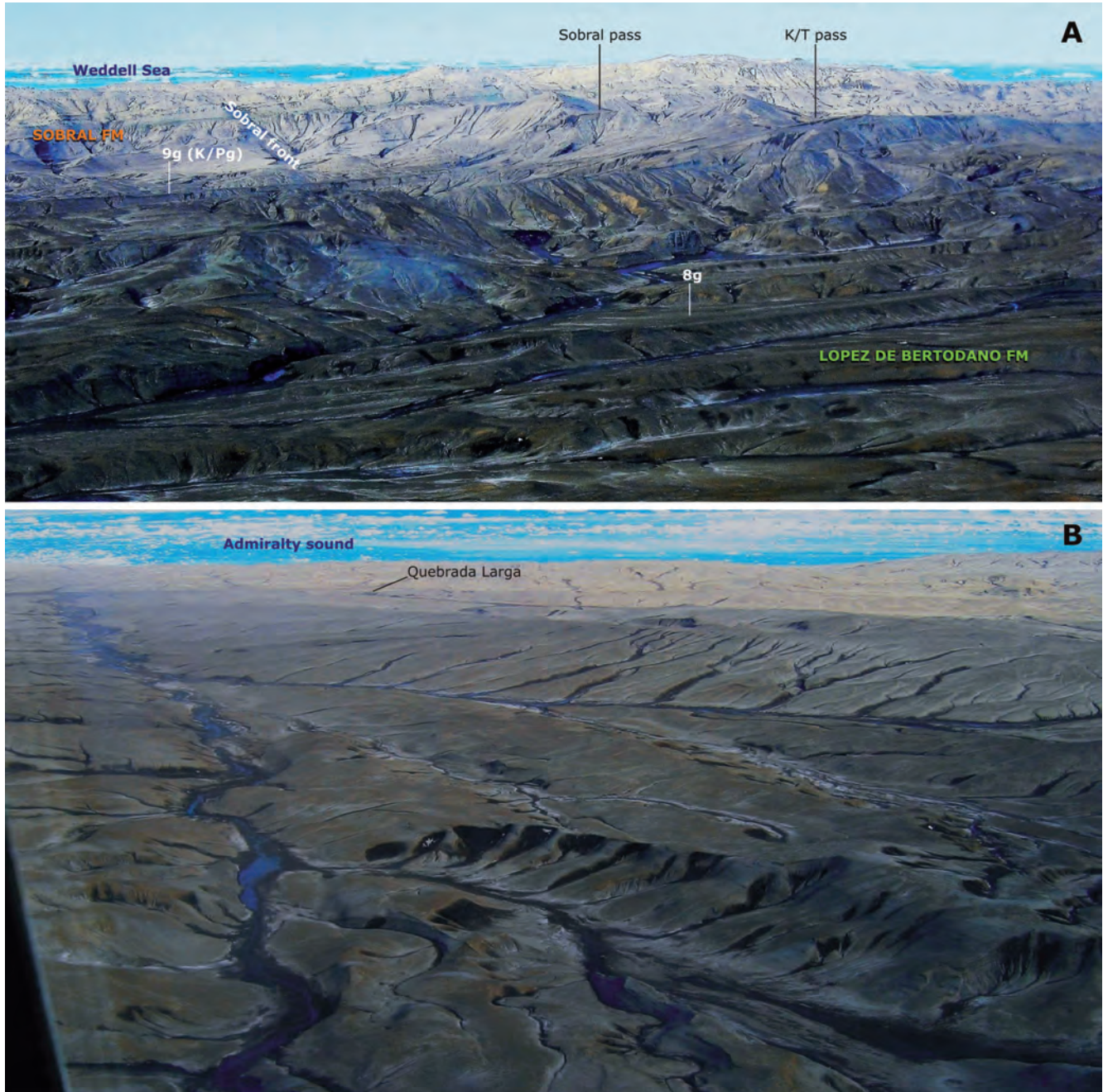


**Figura 7.17.- A.-** Panorámica hacia el S y SE desde el valle de las Focas, de la vertiente septentrional, frente de cuesta, de los "Altos de Ekelof". Se destacan parte de las tres cumbres de diferente cota mencionados en el texto. La cota máxima estaría situada detrás del relieve de la izquierda (181,4 m de Fig. B). En conjunto, dada la disposición estructural de las capas, toda esta vertiente configura el frente de un gran relieve en cuesta, con el dorso inclinado al SE; la cornisa superior corresponde a niveles duros de brechas, conglomerados y areniscas con coquinas (34br y 34s) de la base del Alm. Campamento (34). La vertiente, de fuerte pendiente, aparece en general bastante incidida y sin apenas recubrimientos, salvo bajo el cerro Jonás, que muestra diversas laderas encajadas con depósitos coluvionares de cierta entidad. **B.-** Dorso de cuesta de los "Altos de Ekelof". Panorámica hacia el N desde La Meseta, donde ese observa el control litológico y estructural de éste relieve. Resaltado, el trazado de una gran zona de falla sinsedimentaria (*growth fault*) ya mencionada por Sadler (1988) y denominada en este trabajo como Falla de López-Larsen (Fig. 3.30). Tanto el trazado (ONO) como el salto de esta falla, configuran estos altos como un bloque elevado, culminado con niveles competentes de areniscas conglomeráticas y coquinas (34s) de la base del Alm. Campamento que sedimentológicamente, correspondían a un "alto-fondo". Al sur de la falla se desarrolla el bloque hundido con facies de arenas y lutitas interlaminares con paleocanales arenosos (34), más finas y algo más profundas.

al concentrar toda la escorrentía de la cuenca en dos flujos convergentes de sentidos opuestos. Además, posee la sorprendente posibilidad de poder desaguar a bahía Fósiles por dos salidas (estuarios) diferentes, en función de que se formen diques por colas de nieve que retienen los cauces, originando lagos y desviando el flujo hacia el norte (Corte, 1982) por un tramo central de la quebrada que sirve unas veces de *by-pass* entre ambos flujos

debido a su práctica ausencia de pendiente o, de tenue divisoria, que desvía los correspondientes flujos hacia sus respectivos estuarios.

El relieve que presenta este sector de la isla, en su mayor parte corresponde a una sucesión de valles (quebradas) y lomas alargadas, coincidente con la "provincia fisiográfica" con topografía



**Figura 7.18.- A.-** Panorámica aérea hacia el SSE, de la sucesión de relieves en cuesta (Unidad del Relieve 1) desarrollados sobre la serie homoclinal cretácico-paleógena con buzamiento al SE. Se observan laderas cortas con mayor inclinación y gran desarrollo longitudinal que corresponden a los sucesivos frentes de cuesta. Al pie de estos frentes y paralelos a ellos, discurren corrientes ortoclineales. Se señalan los escarpes del nivel glauconítico (8g) con restos de plesiosaurios y el resalte con el que corona el frente de la cuesta del límite K-Pg (9g). Más arriba en la serie y con tonos algo más claros, el gran frente de cuesta de la Fm Sobral (Unidad del Relieve 1'), formando una ladera compleja con varios escalonamientos. Una vez superado el resalte culminante, se desarrolla el dorso de la cuesta que acaba cortado en acantilado sobre el Mar de Weddell. **B.-** Panorámica aérea hacia el SO, de parte de la Unidad del Relieve 2 (Fig. 7.9) de lomas y valles sobre la Fm López de Bertodano. El sustrato litológico corresponde a las potentes, blandas y homogéneas lutitas arenosas oscuras con niveles de concreciones o areniscas intercaladas (6 y 7). Los cursos principales, como el de la izquierda, muestran una disposición subparalela N60°E al que confluyen otros por su margen derecha con igual disposición o más nordestada (N30°E). Todo este drenaje fluye hacia el SO, hacia la quebrada Larga, principal arteria de dirección N15°E que en este tramo discurre en dirección sur. Todos los suaves interfluvios (lomas alargadas) van perdiendo cota progresivamente hacia el SO, desde la divisoria Admirantazgo/López de Bertodano (fuera de la imagen a la derecha, 83,8 m), hasta menos de 10 m junto a la quebrada Larga. En el centro de la imagen, los nichos de nivación se han emplazado excepcionalmente en la parte alta de una ladera orientada hacia el SE.

de *ridge and valley* (Elliot, 1981). Habiéndose subdividido (Nozal *et al.*, 2007a) en las Unidades de Relieve 1, 1' y 2 (Fig. 7.9).

Sobre gran parte de la serie cretácica, se desarrolla una sucesión de pequeños relieves estructurales en cuesta, (Unidad del Relieve 1, Fig. 7.9) cuyos escarpes culminantes y, en algunos casos la totalidad del dorso de las cuestas, corresponden a niveles resistentes algo más cementados de areniscas, que aparecen en la mayoría de las unidades cartografiadas; o de niveles con gran abundancia de concreciones. Entre todos ellos, se destacan los niveles (8g) y las areniscas glauconíticas (9g, límite K-Pg) (Figs. 7.18A y 7.10A). Cabe destacar en este sector la mayor de las cuestas individualizadas, localizada a lo largo del margen suroriental de la isla, entre bahía Pingüino y punta Pingüino y desarrollada principalmente sobre los materiales de la Fm Sobral (18). En el frente de esta cuesta afloran las series paleógenas de las Fms. López de Bertodano (10) y Sobral (12-17) (Fig. 7.18A). El dorso de la cuesta está definido por las capas culminantes de la Fm Sobral (18), que se inclina suavemente hasta el Mar de Weddell. En el extremo NE de esta gran cuesta, se incluye la Fm Cross Valley-Wiman (24-28), cuyos materiales aparecen integrados en dicho dorso estructural (Fig. 7.21B).

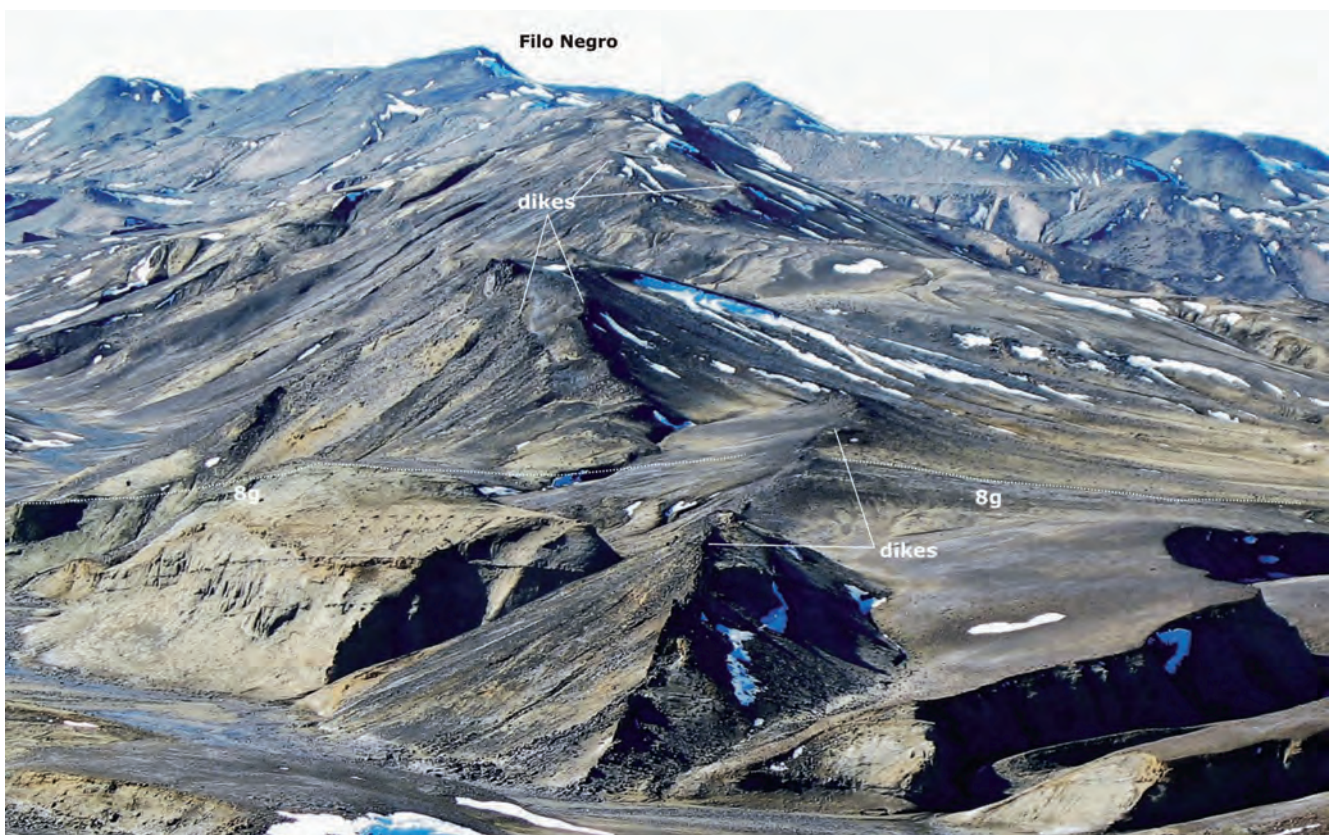
Donde no se manifiesta ese control estructural, el relieve se presenta como un conjunto monótono de interfluvios de cumbres alargadas y convexas (lomas), alternando con valles de fondo plano que discurren subparalelos, hacia la quebrada Larga (SO), con orientaciones generales oblicuas a la dirección de las capas (Unidad del Relieve 2, Fig. 7.9), aunque ocasionalmente en algunos tramos de sus vertientes, exista cierto grado de coincidencia (Fig. 7.18B). Las vertientes de estos interfluvios también son claramente

asimétricas, más tendidas las orientadas al SE y de mayor pendiente las contrarias, frecuentemente con mayor desarrollo de nichos de nivación en su tramo alto. Litológicamente se corresponde con potentes tramos donde predominan materiales blandos bastante homogéneos, como son las lutitas arenosas de la parte alta de las unidades 6 y 7 y la inferior de la 8 de la Fm López de Bertodano, aunque localmente aparezcan intercalados niveles discontinuos de areniscas y de concreciones que originan pequeños resaltes.

Los diques aparecen exclusivamente en este sector meridional de la isla, configurando relieves residuales litológicos lineales de resistencia, de escaso espesor y gran longitud. Estas alineaciones pueden corresponder a cuerpos únicos aislados verticales o, más frecuentemente, agrupados en cortejo y con diferentes inclinaciones, a veces abriéndose hacia arriba. Destacan respecto a su entorno por efecto de la erosión diferencial entre los resistentes basaltos y el resto de las litologías más lábiles encajantes a las que cortan. Al constituir relieves de resistencia, ejercen un cierto control respecto a la distribución de los volúmenes montañosos de este sector de la isla. Aparecen distribuidos en cuatro alineaciones principales que de N a S corresponderían a las de cabo Bodman, Filo Negro, Geoantar y cabo Lamas.

La del cabo Bodman, tiene unos 1,2 km y rumbo E-O (N 85° E) y se trata de un cortejo de diques de destacado relieve que cruza ese extremo de la isla de costa a costa (Fig. 7.25C y D).

La del Filo Negro, es la alineación más importante de todo el conjunto en cuanto a desarrollo longitudinal (~6 km) y la que conforma el relieve más destacado (186,5 m) (Fig. 7.19). Se extiende



**Figura 7.19.-** Vista hacia el ENE desde la quebrada, donde finaliza la principal alineación de diques subverticales del Filo Negro de dirección N70E, cortando capas inclinadas hacia el E, en el nivel estratigráfico 8g. Los diques, la mayoría de potencia métrica, pueden aflorar aislados, (primer plano); formando pares subparalelos (en segundo plano); o incluso agrupaciones de tres o más y con inclinaciones diversas. Suelen sobresalir sobre el terreno no más de 2 m, pero sin embargo definen los relieves más altos del entorno como se aprecia en la imagen, ganando progresivamente altura, desde 55 m en la quebrada, hasta los 186,5 m de cota máxima.

con rumbo ENE-OSO, desde la costa oriental hacia el interior de la isla, donde acaba en superficie. Cerca de esa terminación, interfiere con otros diques de orientación E-O (Figs. 7.23 y 7.24A y B).

Aproximadamente a 1 km del Filo Negro hacia el SE en dirección hacia punta Pingüino, aparecen también con rumbo parecido, varios diques individualizados de desarrollo hectométrico (100-500 m); de éstos, el de mayor desarrollo y coincidiendo con un ensanchamiento notable ( $\geq 10$  m), finaliza en el destacado cerro Geoantar (129 m) (Fig. 5.4A).

Al norte del cabo Lamas, en el extremo SO de la isla, aparecen también diques basálticos formando dos alineaciones de discreto relieve, aunque apreciables en el terreno (Figs. 7.25A y B), con rumbo ENE y una longitud de unos 2 km. En cierto modo, podrían considerarse como la prolongación del Filo Negro.

### 7.3. ESTUDIO DEL MODELADO

Las formas del terreno que aparecen en un determinado paisaje son el resultado de la actuación de diferentes procesos morfogenéticos controlados por el clima (pasado y actual) sobre un sustrato litológico condicionado, en primer lugar, por su propia petrogénesis y, en segundo, por la disposición espacial de dichos materiales, que a su vez estaría controlada, en primer lugar, por el propio contexto morfosedimentario y, en segundo lugar, por la tectónica.

Las características litoestructurales del sustrato geológico de la isla se pueden resumir y describir como diferentes conjuntos sedimentarios constituidos por materiales detríticos alternantes, bastante homogéneos a nivel de capa, pero que en conjunto dan lugar a una neta erosión diferencial, resaltando los niveles más competentes y/o cementados respecto a los más friables. Dichos materiales se presentan con una disposición estructural general homoclinal, inclinada al E-SE y, por otra parte se señala que, parte de este conjunto sedimentario, aparece intruido de forma localizada por diques subvolcánicos verticales, poco potentes, pero de apreciable desarrollo longitudinal.

Las condiciones climáticas de la isla que son de tipo subpolar semiárido, con temperatura media anual por debajo de  $-8^{\circ}\text{C}$ , son favorables para la existencia y formación de permafrost. La ausencia de indicios de haber estado cubierta por los hielos durante el último máximo glacial (Fukuda *et al.*, 1992), es lo que ha permitido que los suelos se hayan mantenido congelados, desarrollándose un permafrost de considerable espesor.

Las precipitaciones entre 220-390 mm anuales, de los que un máximo del 20% es en forma líquida, hacen que la escorrentía superficial sea escasa y limitada a la temporada estival (diciembre-febrero). Dicha escorrentía puede tener además otros dos orígenes: la ablación (fusión) de las acumulaciones de nieve y la descarga del acuífero superficial estival, relacionado con el desarrollo de la capa activa del permafrost y la fusión del hielo contenido en ésta (Silva *et al.*, 2000; Silva, 2003).

Los agentes o procesos más importantes que han condicionado el modelado de la isla serían: los fluviales o de escorrentía superficial y, por su propia condición insular, la dinámica litoral marina.

La morfogénesis fluvial, a pesar de su limitado periodo de actuación (verano) y de presentar un volumen de escorrentía estacional baja, muy variable e intermitente incluso a lo largo del día, resulta

ser tremendamente eficaz como agente modelador de la isla, no sólo por su capacidad erosiva y de evacuación, sino también porque se desarrolla ampliamente por casi toda su superficie, con redes de diferente configuración, según el sector. A su vez, la escorrentía superficial está directamente condicionada por la fusión de la nieve acumulada y el descongelamiento de la capa activa del permafrost (Silva *et al.*, 2000) y por tanto de la morfogénesis nival-periglacial, que además de ser la principal fuente de meteorización (crioclastia) sobre los demás procesos de ataque de las rocas, es el desencadenante principal de toda la combinación de procesos gravitacionales que modelan las vertientes: geliflucción, criopedimentación, deslizamientos, etc.

A continuación la dinámica litoral marina que, aunque con un concreto ámbito de actuación (entorno costero), ejerce el control directo, como nivel de base, de la capacidad de incisión del drenaje superficial.

La actividad eólica, si bien con pequeñas acumulaciones niveo-eólicas y pavimentos residuales tipo *reg*, a veces con cantos facetados, origina también, como formas mayores, cubetas de deflación en las que se asientan pequeñas lagunas. Sin embargo, hay que tenerla en consideración, pues el volumen total de material erosionado en la isla por deflación y que se pierde en el mar llega a ser enorme, estimándose en una cantidad anual del orden de 15.000 tm (Ermolin y De Angelis, 2002).

La morfogénesis glacial, tuvo su actuación en un pasado lejano, posiblemente durante el Plioceno superior-Pleistoceno inferior, quedando tan sólo la presencia pasiva de sus depósitos glaciomarinos correlativos, aunque el ascenso de la isla por recuperación glacioisostática debe ser consecuencia de dicha actuación pasada.

Por último la actividad antrópica, restringida prácticamente a un sector de la Meseta en cuanto a las actuaciones relacionadas con las instalaciones de la Base Marambio, gestionada por la Fuerza Aérea Argentina: pista de aterrizaje, caminos de acceso, rellenos y extracción de ripios, residuos, etc. que han modificado en general algunos de los aspectos morfológicos originales de los depósitos superficiales (Fm Weddell) y están alterando, entre otras, las características del permafrost y del drenaje superficial en ese entorno.

Se describen a continuación las diferentes morfologías (formas: identificadas por su correspondiente color, simbología y número) tanto de erosión como de acumulación (depósitos superficiales: identificados con color y letra y, si tienen forma, con su correspondiente simbología), derivadas de la actuación de los agentes generadores externos, descritas no por su importancia, sino por el orden de clasificación establecido según la normativa específica del IGME para la elaboración de Mapas Geomorfológicos (Martín-Serrano *et al.*, 2004).

#### 7.3.1. Elementos y formas estructurales

Con posterioridad al depósito de los sedimentos glaciomarinos de la Formación Weddell, se produce un levantamiento generalizado de todo el entorno insular por recuperación glacioisostática y, de forma simultánea, se desencadenan todo un conjunto de procesos de denudación. Durante esta etapa, los rasgos del paisaje se perfilan y evolucionan de acuerdo a la estructura geológica y a la composición del sustrato rocoso, de tal manera que la estructura controla *grosso modo* los relieves y las diferencias litológicas resaltan la estructura; esta morfogénesis tiene por tanto un origen endógeno, independiente de los efectos climáticos y

del resto de procesos exógenos asociados que acabaran perfilando dichas formas.

En este caso se trataría de formas derivadas por efecto de la erosión diferencial de capas más resistentes, generalmente de areniscas cementadas intercaladas entre arcillas y limos poco consolidados y por tanto, bastante friables.

Las formas estructurales más frecuentes que aparecen en la isla, se pueden definir como formas simples de plegamiento, por la disposición estructural homoclinal generalizada que presentan los estratos en toda ella. Las formas elementales derivadas corresponden fundamentalmente a superficies o plataformas estructurales inclinadas (4 y 5), junto con resaltes (8) y escarpes estructurales de diferente magnitud (6 y 7) condicionados por el espesor y continuidad de las litologías más competentes; ambos elementos se combinan principalmente para constituir formas complejas derivadas, las denominadas "cuestas". De modo más restringido aparecen también morfologías elementales de fracturación como son las fallas (2) (Fig. 7.20A y B) y las alineaciones morfológicas con control estructural (3); en el primer caso corresponden a fallas reales, vistas sobre el terreno, y de cierta importancia geológica en cuanto a longitud y salto, como son las que aparecen al norte de La Meseta y que han controlado la sedimentación. En general no se observan auténticos planos de falla dando escarpe morfológico, si acaso, se puede apreciar un cierto cambio de pendiente o directamente la traza lineal superficial de las mismas, con la delimitación de un alto-fondo con areniscas y abundantes conchas de veneroideos que conforman el relieve más destacado (150-180 m) al norte de la Meseta (Fig. 7.17B).

En el extremo suroccidental de la isla, cerca del cabo Lamas, las alineaciones morfológicas señaladas en el mapa (3), son lineamientos visibles en la foto aérea y/o sobre el terreno, que corresponden en muchos casos a rellenos calcíticos centimétricos blancos asociados a fracturas o a fallas de poco desplazamiento.

La posición de ciertas formas, como son las sucesivas vertientes de cuerdas montañosas y valles con respecto al rumbo de las capas y, por tanto, su adecuación a la morfoestructura, ha permitido considerarlos como verdaderos relieves estructurales en cuesta. La "cuesta" es un relieve asimétrico consistente en una vertiente escarpada (frente), normalmente coronada por un estrato resistente, y otra vertiente (dorso o revés) con una inclinación más suave. Se trata de una forma característica de áreas compuestas por sucesiones de estratos de resistencia variable que buzan suavemente en una dirección al ser cortados por la erosión.

En el espectro litológico de los materiales que constituyen toda la columna estratigráfica aflorante en la isla, no está representada ninguna formación ni tramo especialmente señalado por su competencia y/o con espesor suficiente, para condicionar las directrices del relieve y destacar del conjunto. En general se trata de niveles, en la mayoría de los casos de espesor métrico, que presentan un mayor grado de cementación con respecto a los que se intercala, como ocurre con los diferentes niveles ricos en glauconita, como el 9g que señala el límite K-Pg, el de la unidad 8g (con huesos de plesiosaurios), o los numerosos niveles de areniscas con coquinas, algunas auténticas lumaquelas, de las Fms. La Meseta y Submeseta. Es habitual también, que esa cementación sea selectiva o diferencial dentro de un mismo nivel, en forma de nódulos o concreciones de diversas formas y tamaños. Un mayor contenido de estas concreciones hace que en un principio, por erosión diferencial entre éstas y la matriz, acaben acumulándose sobre la superficie (de estratificación) de dichas capas

expuestas y, una vez que alcanzan cierta densidad de acumulación, éstas protegen y ralentizan la erosión; esta situación se da con cierta frecuencia en muchos niveles, tanto en materiales cretácicos como en paleocenos.

De todas las litologías, sin duda las Fms. Sobral y Cross Valley-Wiman (ambas de características morfológicas similares) son las que presentan un gran número de niveles competentes, y el hecho de que éstos se sitúen preferentemente hacia techo, en el sector SO de la isla, hace que los afloramientos correspondientes a estas formaciones, muestren una tipología más abundante de rasgos estructurales, configurando un gran relieve en cuesta estructural a nivel insular.

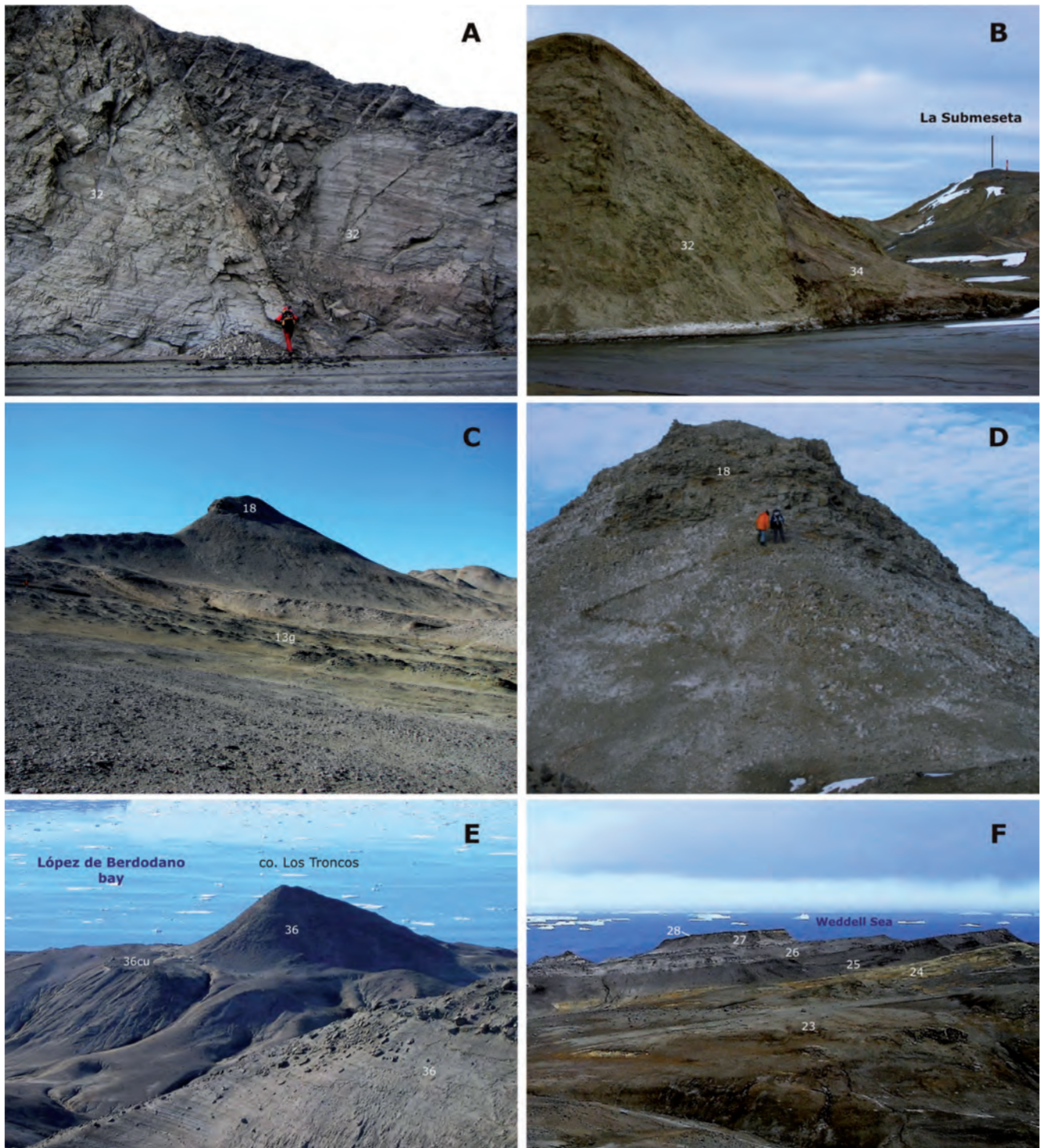
Estas cuestas, por tanto, están controladas por los niveles litológicos más resistentes, que coinciden generalmente con los más cementados, siendo éstos los que originan, según su importancia y rango, pequeños resaltes de capas (1 y 8), discretas cornisas o en ciertos casos, algún notable escarpe estructural (6 y 7) en la parte alta de los frentes escarpados de las mismas. Dichos frentes de cuesta, a menudo, configuran a su vez laderas complejas en los que aparecen varios resaltes menores o escalonamientos intermedios.

Los techos de estas capas resistentes dan lugar a replanos inclinados o superficies estructurales (4), más o menos degradadas (5). Estas superficies estructurales se han señalado en los sectores occidental y oriental del dominio SO de la isla; coincidiendo en el primero con finas intercalaciones de areniscas cementadas de la Fm Haslum Crag y del tramo inferior de la Fm López de Bertodano, mientras que en el segundo, se configuran igualmente sobre determinados niveles areniscos y fundamentalmente sobre delgados niveles glauconíticos del tramo superior de dicha formación, como son las unidad 8g (Fig. 7.21A) y 9g (Fig. 7.10A). La red fluvial principal, que es la que ha modelado este relieve en cuestas, adopta generalmente un patrón subparalelo a la estructura (dirección de las capas) y corresponde por tanto a ríos ortoclinales (subsecuentes) que se encajan en los niveles menos competentes.

Es de señalar que dentro de este gran dominio se manifiesta una unidad del relieve en el que las sucesivas vertientes de cuerdas montañosas y valles no se adecuan a dicha morfoestructura (al rumbo de las capas), configurándose un paisaje de lomas y valles paralelos alternantes sobre la Fm López de Bertodano, pero oblicuos al rumbo de los estratos, aunque localmente en algunos tramos de sus vertientes, éstas puedan coincidir con techos de capas.

Cuando la erosión es muy intensa las superficies estructurales evolucionan: pudiendo quedar pequeños relieves aislados, alejados del frente de la cuesta, con cumbre plana (*buttes*, Fig. 7.20F) y forma tronco-cónica y coronados por una capa resistente (cerros testigo) y por último a cerros cónicos (9). Este tipo de cerros son frecuentes a techo de las Fms. Sobral y Cross Valley-Wiman y sobre algunos de los relieves periféricos de La Meseta (Fig. 7.20C, D y E).

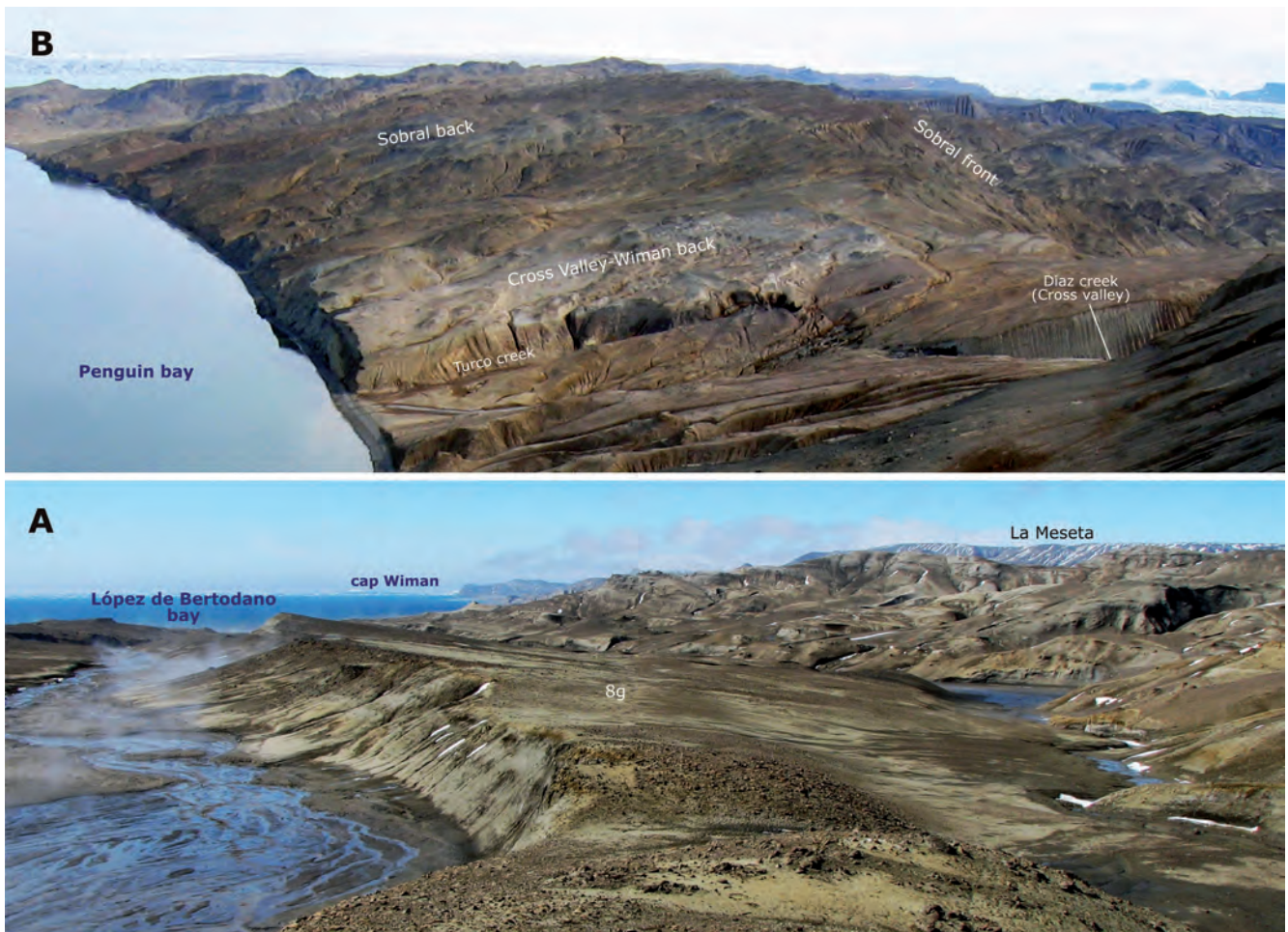
En el dominio NE de la isla (Wiman), los afloramientos correspondientes a la Fm Sobral muestran una configuración en cuesta similar al del dominio meridional, aunque no tan destacada (Fig. 7.16). En los relieves periféricos de La Meseta, son las diferentes intercalaciones de areniscas con coquinas tanto del Alm. Campamento como de los Alms. Cucullaea I y II, las que marcan la impronta estructural en forma de resaltes y pequeñas cuestas cuyos dorsos coinciden con superficies estructurales



**Figura 7.20.-** A.- Falla normal inclinada al SO, visible en el escarpe acantilado al S del valle de las Focas, afectando a un paquete de arenas y lutitas laminadas (32) del Alm. Acantilados I (Fm La Meseta). B.- Falla normal (2) al pie de un relieve periférico a la Meseta, inmediatamente al S de la caleta Larsen. La falla pone en contacto al Alm. Acantilados I (32), y al Alm. Campamento (34). Esta falla se prolongaría hacia el ONO, conformando la Falla López-Larsen que produce alineaciones morfológicas con control estructural (3) señaladas también en la cartografía. C.- Dorso de cuesta constituido por sucesivos replanos estructurales (4) inclinados hacia el ESE y que corresponden a diversos niveles de arenas y arenas glauconíticas de la Fm Sobral (13 G). Al fondo y destacado en el perfil, el cerro de silueta tronco-cónica (9), también de la Fm Sobral (18). D.- Detalle del cerro de silueta tronco-cónica (9), (foto C). Cerro testigo (166,8 m) coronado por un paquete de arenas gruesas con laminación cruzada, bien cementadas (Fm Sobral, 18) que dan una pequeña cornisa o escarpe estructural. Por debajo de este nivel, la ladera se presenta cubierta por regolito y derrubios. E.- Cerro cónico aislado (9) en la vertiente occidental de La Meseta (cerro Los Troncos, 131,5 m). El replano basal (4) corresponde a la coquina de Cucullaea II (36cu) y el cerro a arenas y lutitas con niveles intercalados de arenas y coquinas de bivalvos (36, v). F.- Escarpes sucesivos de frentes de cuesta (7) y cerro inclinado de cumbre plana sobre capas buzando hacia el SE (Mar de Weddell), sobre los Alms. Arañado (23, 24) y Bahía Pingüino (25, 26 27 y 28) de la Fm Cross Valley-Wiman.

(Fig. 7.10B). Sobre las inclinadas pendientes de La Meseta, se configuran laderas complejas con pequeñas cornisas o escarpes (7, 8), asociados a diferentes intercalaciones presentes en el Alm.

Cucullaea II, de las de arenas con *Turritella* (38, t) o de las arenas y conglomerados del Alm. Superior (39) de la Fm Submeseta (Fig. 7.22).



**Figura 7.21.-** A.- Relieve en Cuesta simple, cuya cornisa (6) y dorso se configura sobre el nivel de concreciones de areniscas rojizas con restos de plesiosauros (8g) del Maastrichtiense, cerca de la bahía López de Bertodano. B.- Panorámica desde el extremo SE de La Meseta, donde se aprecia el dorso del gran relieve en cuesta generado tanto por la Fm Sobral como por la Fm Cross Valley-Wiman discordante sobre ella (Alm. Bahía Pingüino, de colores más claros). El dorso, largo e inclinado, queda colgado en acantilado hacia bahía Pingüino. Por delante de ellos los valles de la quebrada Turco y del cañadón Díaz a la derecha.



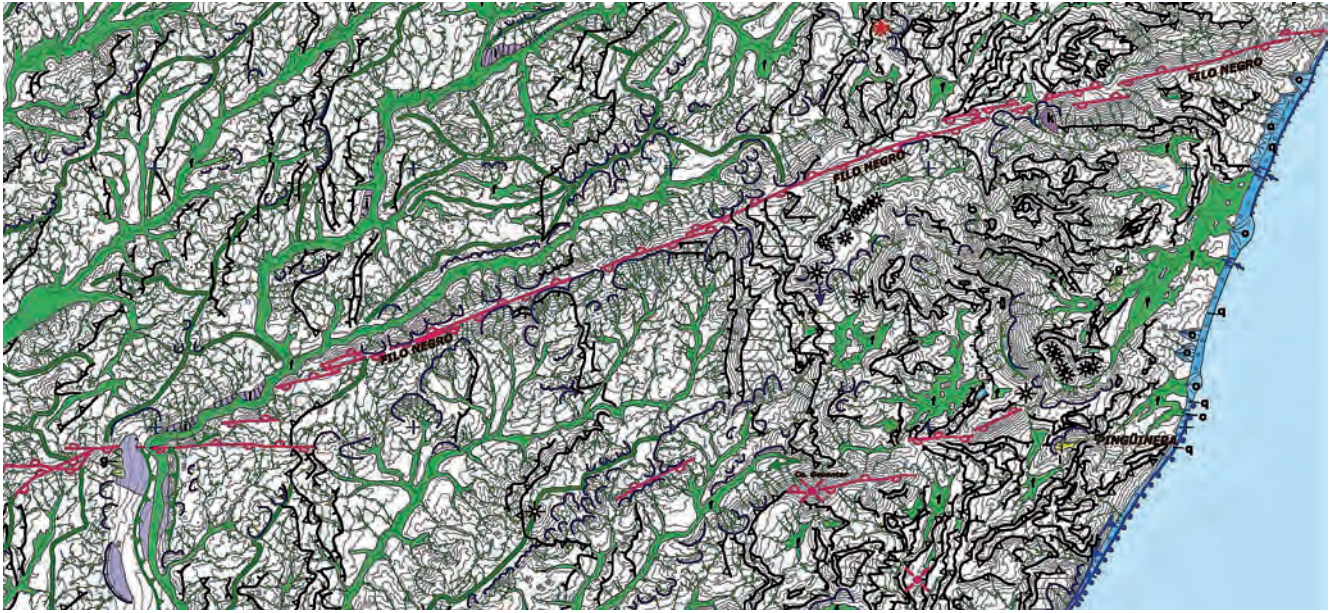
**Figura 7.22.-** Delgados niveles cementados de areniscas y microconglomerados que originan pequeñas cornisas o escarpes (7) y replanos estructurales (4, 5), correspondientes a la Fm Submeseta (38 y 39) y que forman un escalón o replano por debajo de la superficie culminante de La Meseta.

### 7.3.2. Elementos y formas volcánicas

Al igual que las formas estructurales, la morfogénesis volcánica tiene un origen endógeno, pero en este caso particular, se co-

rresponde con una actividad magmática de carácter aparentemente intrusivo (vulcanismo fisural) y no efusivo como suele ser habitual y que es la que ha tenido lugar en el entorno insular próximo, constituyendo el Grupo Volcánico Isla James Ross (JRIVG) con edades que se extienden entre 12,4 Ma y 0,66 Ma (Hambrey *et al.*, 2008; Marenssi *et al.*, 2010). Son formas relacionadas directamente con la litología de estos cuerpos rocosos tan particulares que, en este caso, juegan un papel estático o condicionante frente a los agentes modeladores. Dan lugar a relieves litológicos que corresponden a formas mixtas penioriginales, pues se corresponden con diques basálticos ya consolidados (estáticos), que conservan su forma y rasgos estructurales y que son puestos en relieve (exhumados) por efecto de la erosión diferencial entre las resistentes litologías basálticas, y el resto de las litologías lábiles encajantes a las que cortan, generalmente niveles de areniscas intercaladas entre arcillas y limos poco consolidados. Al constituir relieves de resistencia ejercen un control respecto a la distribución de los volúmenes montañosos de la isla.

La forma (sub)-volcánica más importante y representativa de la isla, lo constituyen los resaltes, por erosión diferencial respecto al encajante, de diques subverticales (10) de naturaleza basáltica, en realidad fisuras de emisión subverticales en los que la lava se ha enfriado solidificándose, habiéndose señalado también dos relieves residuales tipo pitón o neck (11)



**Figura 7.23.-** Recorte de la cartografía geomorfológica mostrando la alineación de diques subvolcánicos (10) que conforman el denominado Filo Negro. Al SE del mismo, en la esquina inferior derecha de la figura, aparece también el dique del cerro Geoantar con el símbolo de pitón, aguja, neck (11), sobre el relieve culminante del mismo, coincidente con un afloramiento bastante más ancho y de facies bréichicas (Fig. 7.24B). Igualmente, hacia el SE, este mismo símbolo (11) situado sobre una serie de pequeños resaltes estructurales en capas inclinadas, corresponde a un pequeño cerro cónico aislado que se interpreta como un conducto de emisión vertical de sección circular (Fig. 7.24C).

Los resaltes de diques configuran relieves residuales lineales de resistencia, asociados a cuerpos intrusivos subvolcánicos verticales, de escaso espesor y gran longitud, constituidos por cuerpos aislados y más frecuentemente agrupados en cortejo (*dyke swarm*). Destacan en el paisaje por su coloración negra o pardo oscuro y pátina rojiza de alteración.

Estos diques se localizan exclusivamente en el dominio suroccidental de la isla, intruyendo a las series del cretácico (Fm Haslum Crag y Fm López de Bertodano) y del paleoceno inferior (Fm Sobral). Aparecen distribuidos en cuatro alineaciones principales que de norte a sur corresponderían a las de cabo Bodman, Filo Negro, Geoantar y cabo Lamas.

La alineación o el cortejo más importante de todo el conjunto y que conforma el relieve más destacado del entorno, corresponde al denominado Filo Negro con un desarrollo longitudinal cercano a los 6 km y cota máxima de 187 m. Esta alineación se extiende desde la misma costa oriental con rumbo ENE-OSO (N70° E) hacia el interior de la isla, donde desaparece; próxima a dicha terminación interfiere con otros diques de orientación E-O. Corresponde a un conjunto de diques subverticales e inclinados paralelos, algunas veces alternantes (en *échelon*), normalmente de espesores métricos e inferiores aunque pueden alcanzar hasta 7 m en ensanchamientos amigdaloides locales. Aproximadamente a un kilómetro al SE del Filo Negro en dirección hacia punta Pingüino, aparecen también varios diques individualizados con desarrollo hectométrico (100-500 m); de éstos, el de mayor desarrollo y que destaca topográficamente en el paisaje es el denominado cerro Geoantar (cota 129 m), que coincide precisamente con un ensanchamiento notable, alcanzando un espesor cercano a los 30 m y donde aparecen facies brechoides a las que se incorporan clastos del encajante; dichos rasgos se han interpretado como restos de discretos conductos (pipes) de ascenso/desgasificación del material volcánico habiéndose representado en la cartografía como relieves puntuales con la simbología (11) de pitón, aguja, neck. De igual modo se ha señalado, a unos 500 m al SE del cerro Geoantar, un pequeño cerro cónico aislado,

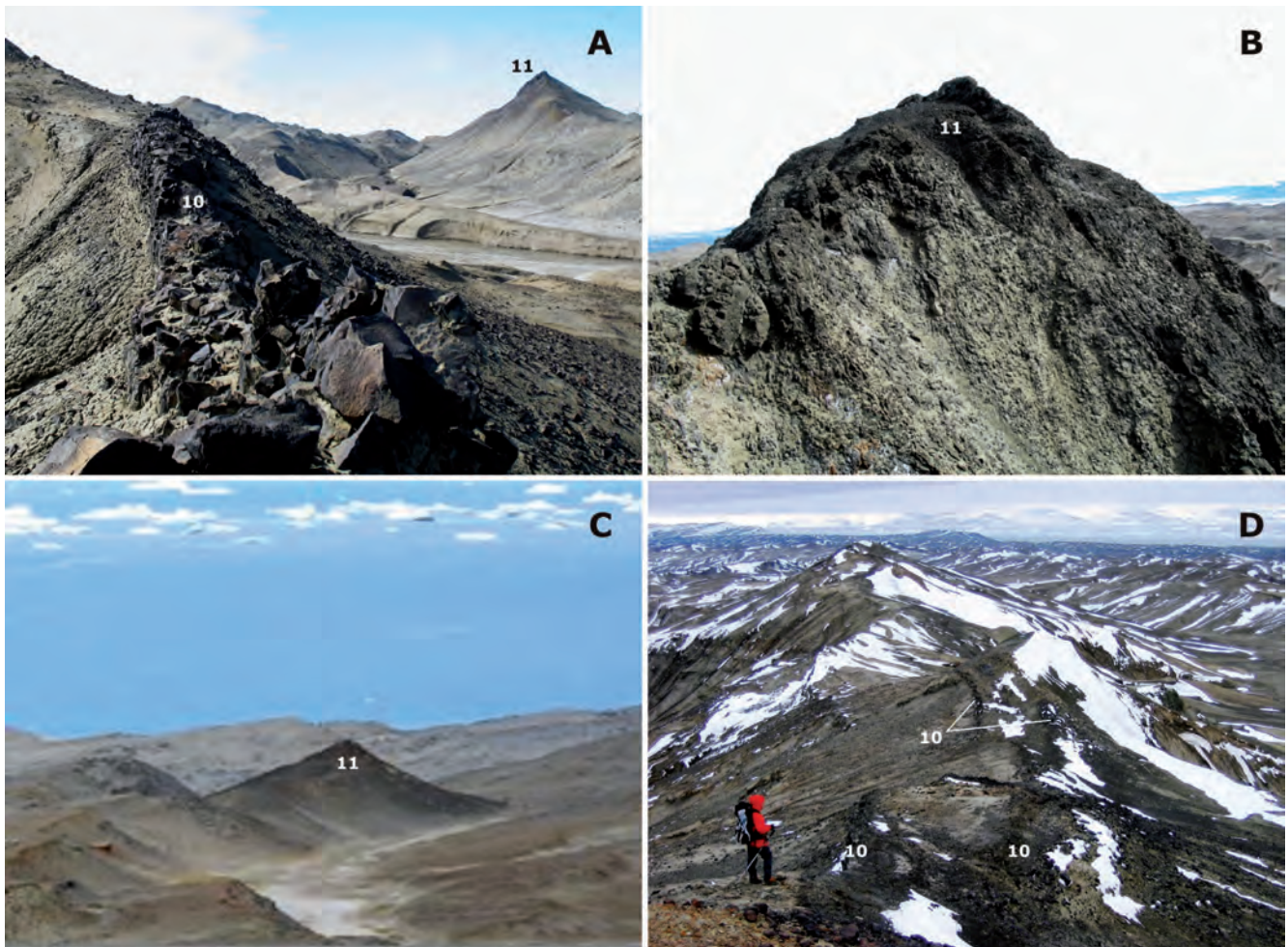
apenas destacado en el paisaje por su coloración oscura entre resaltes de areniscas en cuesta de la Fm Sobral y que debe corresponder a un pequeño conducto de emisión vertical de sección circular ( $\leq 5$  m de diámetro) o chimenea, cuya lava solidificada en su interior ahora queda destacado como un pequeño pitón o aguja.

Otro de los sectores donde aparecen diques basálticos es hacia el extremo suroccidental de la isla, al norte del cabo Lamas (Fig. 7.25A); corresponden a dos alineaciones que forman discretos relieves, aunque destacados del entorno (Fig. 7.25B); presentan también rumbos ENE (N 65°-70° E) y un desarrollo longitudinal total cercano a los 2 km. En cierto modo, podrían llegar a considerarse como la prolongación hacia el SO del Filo Negro.

Por último, la cuarta alineación volcánica aparece inmediatamente al sur de cabo Bodman, donde el cortejo de diques cruza, como relieve destacado de unos 1,2 km según rumbo E-O (N 85° E), ese extremo de la isla de costa a costa (Fig. 7.25C). En los acantilados de la bahía López de Bertodano se pueden realizar buenas observaciones de los mismos, aflorando hasta tres "diques" de 0,5, 1,5 y 2 m de espesor (Fig. 7.25D).

### 7.3.3. Gravitacional

Corresponden a esta denominación todas aquellas formas, tanto denudativas como acumulativas, que se originan sobre las vertientes o laderas y en las que la dinámica gravitacional es el agente específico de los procesos que las han originado. En el caso de isla Marambio, debido al régimen climático periglacial y nival al que se encuentra sometida, también intervienen activamente otros procesos relacionados con estas condiciones climáticas como son la crioclastia, la reptación por helada (*frost creep*), la gelifluación, la nivación y la escorrentía superficial. En el caso de las laderas regularizadas, excepcionalmente conservadas y señaladas en el mapa, se tratarían más bien de fenómenos de gravedad asistida en los que han intervenido también la escorrentía y las acciones periglaciares.



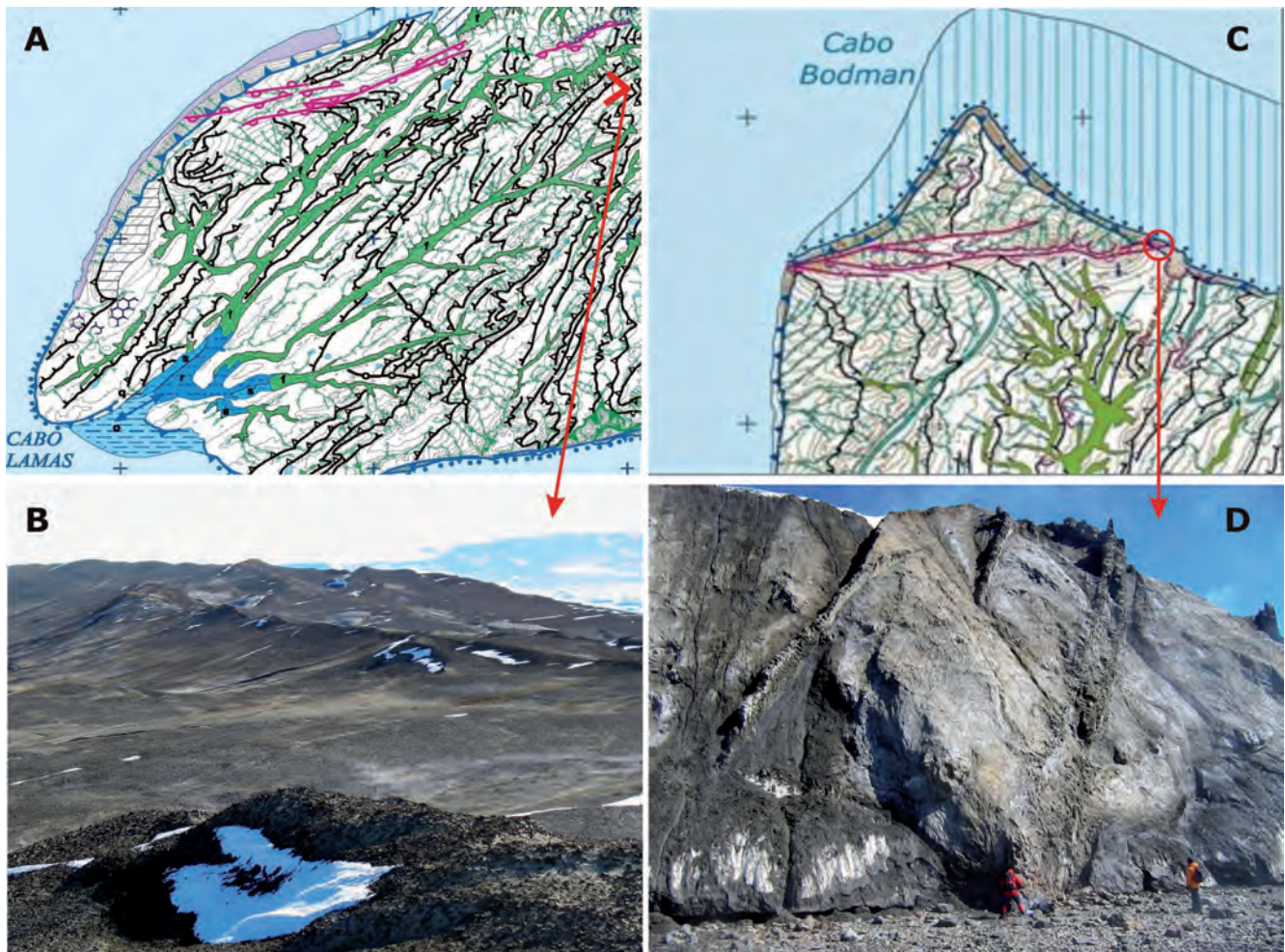
**Figura 7.24.-** A.- Pequeño resalte litológico correspondiente a un dique vertical (10) de espesor métrico y de un par de centenares de metros de longitud, emplazado al SE del Filo Negro (ver Fig. 7.23). A la derecha, el pico correspondiente al pitón (11) de la alineación del cerro Geoantar. B.- Pico culminante (129 m) del cerro Geoantar con el que termina el cortejo de diques homónimos que se extienden hacia el NE. El afloramiento muestra un notable ensanchamiento en forma de ojal respecto al resto de los diques, con unas dimensiones aproximadas de 120 m de largo por unos 30 m de ancho; presentando facies brechificadas y clastos del encajante de gran tamaño, similares a los de una diatrema. C.- Vista hacia el SO del cerro cónico negro mencionado en la Fig. 7.23. Este pequeño cerro aislado (11) se interpreta como un conducto de emisión vertical de sección circular que corresponde exclusivamente a la cima (pitón), mientras que sus laderas aparecen cubiertas de derrubios (volcánicos) de la cima. D.- Vista hacia el SO de la cresta de diques basálticos (10) del Filo Negro desde su zona de máxima culminación (187,3 m). Esta alineación, está compuesta de varios diques subverticales o inclinados de espesor variable desde varios dm hasta superar los 2 m en las zonas donde se ensanchan y aparecen más brechificados, incorporando fragmentos de areniscas del encajante. Tanto los propios diques, como los clastos que se acumulan por ambas vertientes, son los que proporcionan el color negro a la alineación (Filo Negro).

Las laderas regularizadas (12) están definidas por un perfil generalmente rectilíneo, o casi rectilíneo de extremada homogeneidad. En este caso, la superficie de las mismas no presenta prácticamente recubrimientos, pero sí incisiones erosivas más o menos incipientes, como regueros (*rills*) por donde se concentra la escorrentía superficial. En la cartografía se han señalado en dos contextos diferentes. Por un lado y más numerosas, aparecen dentro del dominio meridional, en la Unidad de Lomas y Valles sobre la Fm López de Bertodano (Unidad 2 en Mapa de Unidades del Relieve, Fig. 7.9) y por otro, en el dominio septentrional al N de la caleta Larsen en la Unidad Vertientes de La Meseta (Unidad 5, Fig. 7.9), en su extremo NE y desarrolladas sobre las Fms. Cross Valley-Wiman y La Meseta (Alms. Acantilados I y II).

En la primera de las zonas, corresponden todas a vertientes o laderas simples de superficie plana y perfil rectilíneo orientadas al SE, por lo que la pendiente (10-30%) es hasta cierto punto, a favor de la inclinación de la estratificación, lo que sin duda ha favorecido su formación y desarrollo, aunque en este caso, no corresponden a auténticos relieves estructurales.

El otro ejemplo corresponde a una vertiente (12) de superficie convexa y perfil ligeramente cóncavo con elevada pendiente (70-30%), correspondiente a un frente de cuesta, es decir, cortando casi ortogonalmente a la estratificación. En su parte media presenta como anomalía, en este tipo de vertientes, un pequeño resalte o escarpe (7) correspondiente a un nivel de areniscas y gravas cementadas (unidad 29 de CV-Wiman), por lo que se trata más bien de una ladera compleja (Fig. 7.26A). La parte alta de la ladera presenta una cornisa o escarpe (6) bastante apreciable, correspondiente a un nivel de areniscas y coquinas cementadas (34s, 34 br) típicas del alomiento Campamento con las que culmina dicho relieve (4) (Fig. 7.17A).

Muchas de las vertientes que se configuran en los relieves de la isla, sometidas a la acción conjunta de las dinámicas gravitacional y periglacial, son laderas que se pueden considerar como laderas compuestas de cantil-talud y perfil cóncavo. Aparecen coronadas por un nivel o cornisa resistente bajo la que afloran rocas de más fácil erosión; si aparecen varios niveles duros alternantes entonces se trataría de laderas complejas con varios escalonamientos



**Figura 7.25.- A y B.-** Diques subvolcánicos (10), de rumbo N70E cerca de cabo Lamas. Distribución cartográfica del conjunto con la oblicuidad de intrusión en las capas sedimentarias. Vista hacia el SO de los discretos resaltes lineales de entre 25-40 m de cota, con cerca de 1 km de recorrido destacados por sus colores negros a rojizos. El resalte de primer plano, corresponde a la terminación de otra alineación con menor recorrido (400 m) emplazada en relevo a unos 300 m al ENE. **C y D.-** Diques subvolcánicos (10), de rumbo E-O cerca de cabo Bodman. Distribución cartográfica del conjunto que condiciona el relieve (92,6 m) que destaca unos 50 m respecto del entorno. Vista de los afloramiento en la costa acantilada donde se aprecian los resaltes subverticales de los diques basálticos del cortejo que atraviesa a las margas grises masivas (5) cretácicas. El dique más potente, de unos 2 m de espesor, es el que aparece junto a la persona de la izda.

o resaltes intercalados. Los materiales resultantes de la destrucción (erosión) y retroceso de la cornisa, se desplazan ladera abajo bajo la influencia de la gravedad, acumulándose formando una ladera de detritos o depósito superficial que enmascara el sustrato, aunque otra parte de los mismos puede proceder también del sustrato infrayacente.

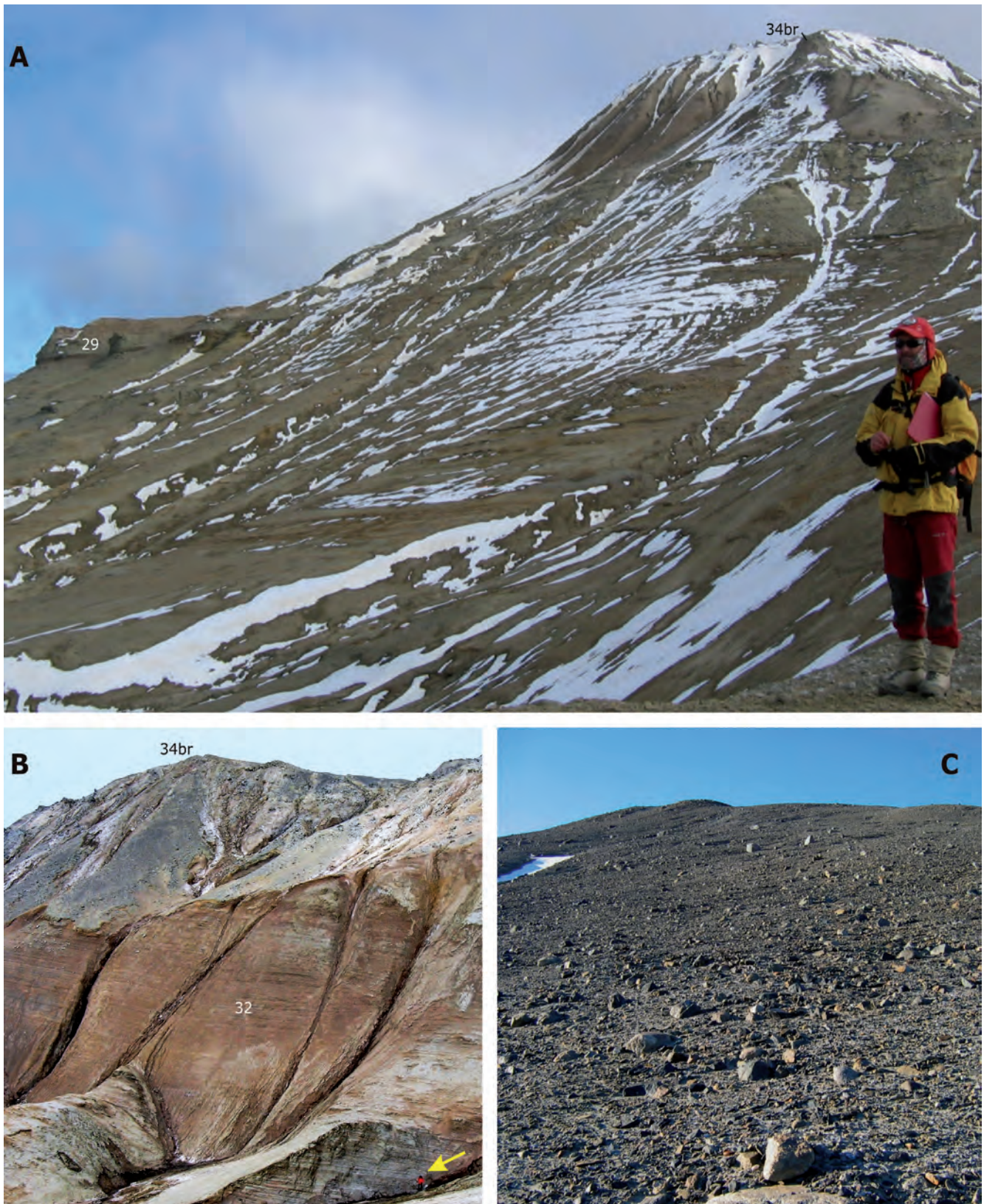
Este depósito constituido por material suelto heterométrico acumulado en las laderas por la acción de la gravedad recibe el nombre de coluvión (13). Es frecuente que estos coluviones no cubran totalmente la ladera pues están afectados por la incisión en forma de regueros y barrancos que paulatinamente los van erosionando y desmantelando hasta hacerlos desaparecer por completo, constituyendo laderas desnudas donde aflora el sustrato.

La totalidad de los depósitos de ladera que aparecen representados en la cartografía, se sitúan sobre las vertientes del relieve que configura La Meseta o las de otros relieves periféricos a esta, situados al N. En el resto de la isla tienen escasa entidad, pues la totalidad de la misma está sometida a un intenso régimen erosivo, de tal modo que las laderas están desnudas, aflorando directamente el sustrato o cantos residuales dispersos sobre éste. Este hecho es debido a que la producción de clastos desde la parte superior es escasa, por el tipo de litología o lo limitado del afloramiento

como por ejemplo, es el caso de los resaltes de los diques. En muchos casos, estos cantos residuales (mayoritariamente concreciones), acaban concentrándose en el fondo de los regueros (*rills* y *gullies*) que surcan la vertiente y muy frecuentemente, al pie de los circos de nivación o en la base de los mismos.

En la cartografía se han diferenciado básicamente dos tipos de coluviones (13), con edad relativa diferente de acuerdo a su grado de evolución: coluviones antiguos (a) y coluviones recientes (c); estimándose ésta diferenciación en función de su posición con respecto al perfil de la ladera y a la mayor o menor incisión o destrucción que presentan. Las laderas más recientes suelen estar desnudas (erosivas) o cubiertas de derrubios que, en su parte superior, enlazan o se superponen a las cornisas de las cuestas o al escarpe del borde de La Meseta, mientras que las antiguas, son las más alejadas de la cornisa y quedan separadas del perfil actual.

Estos coluviones antiguos descolgados de la vertiente actual, son formas características propias de las zonas áridas y semiáridas aunque también se han reconocido en ambientes periglaciares. En origen corresponde inicialmente a una ladera compuesta de cantil-talud, que posteriormente sufre un proceso de incisión por erosión hídrica que se va concentrando (reguerización, abarrancamiento) en la parte superior de la ladera, generándose más abajo,



**Figura 7.26.- A.-** Ladera compuesta regularizada (12) con superficie convexa y perfil cóncavo sobre los altos de Ekelof, en la vertiente al Mar de Weddell. Presenta escarpe o cantil más verticalizado en su coronación (6). Hacia la izquierda (al E), el desarrollo de un nivel con resalte (7) de areniscas canalizadas (29) a media altura, la convierten en ladera compleja. **B.-** Perfil complejo de una vertiente por retroceso erosivo: arriba a la izquierda, la parte alta corresponde al perfil más antiguo; en él se aprecian (en color grisáceo) depósitos coluvionares peliculares (13, a), pero suficientes para proteger el sustrato subyacente; el cantinral procede del retroceso del escarpe estructural (6) que corona la ladera (nivel cementado de brechas y coquinas, 34br). La incisión lineal sobre los coluviones, insinúan morfologías de facetas triangulares de ladera. El tramo inferior, más reciente, de mayor pendiente y formando un talud desnudo, corresponde a una ladera erosiva, sobre el Alm. Acantilados I (32) de la Fm La Meseta. En la parte inferior izquierda, geólogo indicando la escala (flecha). **C.-** Depósitos coluvionares heterométricos (13, a) tapizando una vertiente de La Meseta orientada al E, bajo la Base. El depósito de bloques, cantos y matriz limo-arenosa, procede mayoritariamente del desmantelamiento (erosión y retroceso) de la acumulación del *till* glaciomarino que corona la superficie somital de La Meseta (39, h), la Fm Weddell.

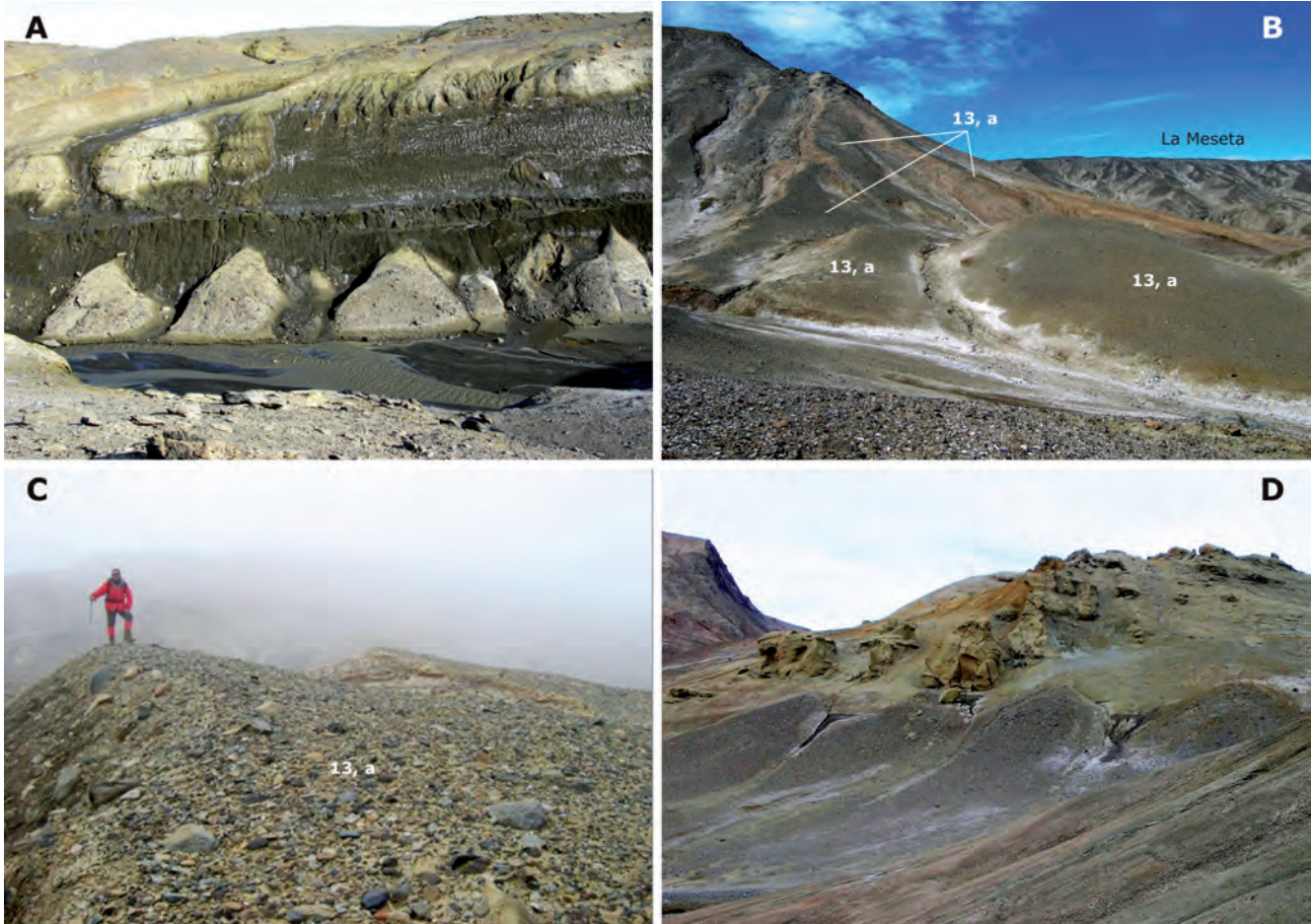
entre dichos barrancos, sectores o porciones de ladera sin erosionar; estas paleoladeras se conservan como retazos individualizados en la parte inferior y media de la antigua ladera, disponiéndose subparalelas al escarpe de la vertiente e indican un retroceso paralelo a la misma; presentan forma triangular con su ápice dirigido hacia la cornisa superior, por lo que estas morfologías se denominan facetas triangulares de ladera, laderas tripartitas o *talus flatirons* (Büdel, 1970), siendo el propio depósito con abundante canturral, el que actúa como cobertera protectora frente a la erosión (incisión lineal).

Respecto al origen y evolución de estas laderas tripartitas, habitualmente se hace referencia a la incisión (escorrentía superficial) por regueros en la parte superior de la vertiente, la que rápidamente excava los derrubios superficiales y el sustrato fácilmente erosionable (Büdel, 1982; Sancho *et al.*, 1988), como el proceso que hace retroceder dicha vertiente.

El reducido tamaño de las facetas y la escala del mapa, las hacen irrepresentables en la cartografía. Sin embargo, éstas morfologías tan peculiares es la primera vez que se reconocen y se describen en entornos antárticos y en esta isla (Gutiérrez *et al.*, 2011), habiéndose constatado, al menos en varias localizaciones

como la mostrada (Fig. 7.27B), que están también relacionadas con la evolución de los nichos de nivación. En la imagen (Fig. 7.27A) tomada como ejemplo de esta relación directa, se pone de manifiesto como las facetas triangulares ubicadas en la parte inferior de la ladera, corresponden a las porciones relictas de una antigua ladera en la que, en su parte superior, ha alojado un gran nicho de nivación (helero semipermanente). Consecuencia de la evolución normal del nicho de nivación, mediante el progresivo retroceso de su pared posterior, junto con la simultánea fusión del nevero, desencadenante de la escorrentía superficial que provoca la incisión lineal. En este caso en concreto, dicha morfología, de pequeñas dimensiones, se ha formado rapidísimamente, en menos de 10 años (2006-2015) tal como se ha podido constatar en las correspondientes imágenes fotográficas (Figs. 7.48A y B, morfogénesis nival y periglacial).

En otros casos identificados, la fusión directa del manto nival o por el descongelamiento de la zona superficial del permafrost en la parte alta de la ladera, conducen a la formación de barrancos o *gullies* espaciados en la parte media de la ladera, que inciden profundamente en la capa activa superficial del permafrost. En este caso, las morfologías de estas facetas son ligeramente cóncavas, presentando ápices orientados hacia el escarpe superior



**Figura 7.27.-** A.- Facetas triangulares de ladera originadas por el progresivo retroceso de un gran nicho de nivación (helero recubierto de limos eólicos) desarrollado en la parte superior de la vertiente orientada al N, correspondiente al margen derecho de la quebrada del Muelle fuertemente encajada sobre La Submeseta. B.- Vista de la vertiente occidental del cerro Ombú en la que se conserva una secuencia de dos generaciones claras de *talus flatirons* (13, a) claramente descolgadas de la ladera actual, que ya muestra signos claros de incisión (13, c). Al fondo la vertiente y depósitos coluvionares fuertemente incididos de La Meseta, donde se reconocen de forma local al menos una generación de *talus flatirons*. C.- Ápices de laderas relictas (13, a) *talus flatirons*, localizados en la parte inferior de la vertiente NO de La Meseta y separadas de la ladera actual, que se desarrolla topográficamente por encima y que se intuye entre la niebla. El canturral superficial procede mayoritariamente de la diamictita (39, h) que corona La Meseta (Fm Weddell). D.- Pequeñas facetas triangulares de ladera (color oscuro) en la parte inferior de una vertiente orientada al NO, bajo el escarpe más resistente de brechas y areniscas compactas (22br, 22) de la Fm Cross Valley-Wiman, al E del cerro Arañado.

y una pendiente de unos 20° que, hacia las partes más bajas declinan su ángulo y se convierten en *pediment flatirons* con ángulos distales próximos a la horizontal.

Los *talus flatirons* de isla Marambio (Seymour) se localizan preferentemente sobre laderas orientadas, en general, hacia el NO. Tienen en planta una morfología triangular y excepcionalmente (cerro Ombú, Fig. 7.27B) se ha llegado a identificar una secuencia de dos niveles claros de generación de facetas, aunque la ladera actual muestra ya algunos rasgos de incisión. En el resto de los sectores de la isla donde se han reconocido estas formas, sólo se observa una generación de facetas y por tanto, dos etapas de evolución, la correspondiente a la acumulación de la ladera relicta, y la más reciente, en la ladera desnuda de erosión encajada o en una recubierta de derrubios más reciente, también encajada.

La litología de estos depósitos es variada, dependiendo del sustrato litológico que los origine, es decir, del aflorante en la parte alta de la ladera. Mayoritariamente, presentan una matriz limo-arenosa más o menos abundante y cantos y bloques de areniscas y/o de concreciones o de otras litologías heredadas, (metamórficas, ígneas, o sedimentarias) totalmente exóticas respecto al sustrato de la isla, pero procedentes del desmantelamiento de los depósitos de la Fm Weddell que actualmente recubre La Meseta. Dado el grado de alejamiento y dispersión con que se encuentran, se supone que dichos depósitos de *till*, debieron recubrir toda la superficie de la isla.

La superficie de estas paleoladeras está constituida frecuentemente por un pavimento con cantos eolizados que indican la intensa actividad del viento reinante en esta región. La continua deflación de las partículas finas lleva consigo un rebajamiento superficial, que prácticamente cesa cuando la densidad de cantos en superficie es elevada. Estas paleoladeras no se ven afectadas con posterioridad por la fuerte incisión de la parte superior de la ladera y funcionan con total independencia. Por ello las facetas triangulares de ladera se deben considerar como formas de un relieve anterior, pues los procesos activos actuales no han creado estas morfologías. La generación de las facetas requiere la alternancia de etapas acumulativas y erosivas en su evolución. Uno de los problemas de esta evolución lo constituye el cambio de una etapa en la que predomina la acumulación a otra en la que los procesos de incisión, es decir, mayor escorrentía superficial son los dominantes; por tanto en este contexto antártico insular, éstas paleoladeras podrían estar relacionadas con cambios climáticos o con cambios del nivel de base de la red fluvial debidos a un rebote glacio-isostático.

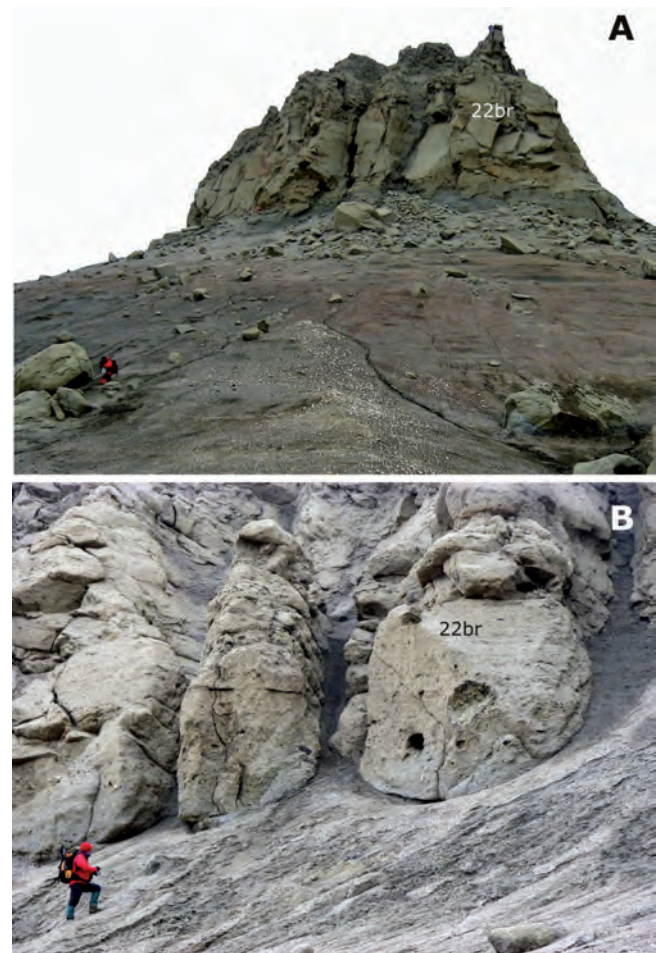
El sustrato rocoso de la isla constituido mayoritariamente por rocas detríticas finas, arenas, limos y arcillas, compactadas pero escasamente cementadas salvo determinados niveles, bajo las condiciones climáticas de la isla, sufren intensos procesos de meteorización física por crioclastia o gelifracción y de hinchamiento en determinados paquetes arcillosos que, en general conducen a la desagregación o fragmentación superficial de las rocas con la consiguiente formación de un regolito o *crioeluvium* superficial (limo criogénico, Ermolin y de Angelis, 2002).

Sólo determinados niveles más compactos de areniscas, brechas de coquinas cementadas o, de modo diferencial, en forma de concreciones, son capaces de proporcionar por crioclastia fragmentos mayores acumulables en la delgada capa de detritos. El espesor de los mismos rara vez supera el metro, reduciéndose en la mayoría de los casos a 30-50 cm.

El elemento utilizado para señalar el cambio brusco de pendiente (14) corresponde más bien a una simbología morfométrica

relacionada con el elemento básico de ésta, como es la inclinación de la pendiente del terreno. Se ha utilizado este símbolo tanto en las vertientes del extremo septentrional de La Meseta, como en el entorno del cabo Bodman, y señalan cambios o rupturas de pendiente cóncava (aumenta la pendiente ladera abajo); en la mayoría de los casos estos cambios no guardan relación directa con factores litológico-estructurales, sino más bien con rasgos (ondas) de carácter erosivo asociados a la propia evolución y retroceso de las vertientes, relacionadas en la mayoría de los casos con variaciones en el nivel de base de la red de drenaje.

Los símbolos puntuales de otros movimientos en masa sobre las vertientes, como son las caídas de bloques, desprendimientos, derrumbes (15) y de deslizamiento (16) sólo aparecen señalados en la vertiente occidental del cerro Arañado, un significativo cerro testigo sobre la Fm Cross Valley-Wiman en su localidad tipo, al sur del cañadón Díaz (Fig. 7.28A). La caída de bloques (*rockfall*) y los desprendimientos (*rockslides*) se origina por descalce y/o vuelco (*toppling*) a partir de la cornisa o escarpe superior (7), de cerca de 15 m de desnivel, correspondiente a los depósitos más groseros y compactos (22br) que culminan dicho relieve; los desprendimientos están favorecidos por el amplio diaclasado que presenta este nivel litológico (Fig. 7.28A). El deslizamiento (17) tipo



**Figura 7.28.- A.-** Caída de grandes bloques y desprendimientos rocosos (15) desde el escarpe superior (7) (frente occidental) de los depósitos más groseros y compactos (22br) con los que corona (5) el cerro Arañado (Fm Cross Valley-Wiman), favorecido por el penetrativo diaclasado patente en la imagen. **B.-** Vertiente meridional del cerro Arañado en el que se aprecian los canales de avalancha originados por la erosión de flujos densos de barro (*earth flow*) (17) que se originan en la parte superior, depositándose inmediatamente por debajo del escarpe (22br). El nombre del cerro Arañado, sin duda deriva de ese aspecto general que dan dichos canales y el diaclasado.

flujo (*earth flow*), se ha señalado en la vertiente meridional de este mismo relieve, en realidad corresponden a varios pequeños deslizamientos originados por la meteorización y saturación de agua de ese mismo nivel, relacionados con la fusión nival de pequeños nichos con morfología en embudo, dando lugar a acumulación nival en la parte superior y canal de avalancha o de flujo en la parte inferior (Fig. 7.28B).

Otros niveles litológicos resistentes intercalados a lo largo de toda la serie, como son areniscas, coquinas y brechas, capaces de originar escarpes y cornisas de diferente magnitud, presentan o son igualmente susceptibles de sufrir desprendimientos puntuales. De modo similar, la inestabilidad de los escarpes que aparecen a lo largo de toda la costa acantilada de la isla, se manifiesta por la frecuencia, abundancia y rapidez con la que se dan este tipo de movimientos en masa de pequeñas dimensiones y por tanto no cartografiables. Suelen corresponder a desprendimientos del sustrato, a favor de planos de diaclasado, o a flujos (*earthflows*) originados a partir de la capa activa del suelo, saturada en agua por la fusión de la nieve en los nichos de nivación. Durante el verano, si no existe pie de hielo en la base del acantilado, los depósitos originados son relativamente efímeros, pues en varios días son rápidamente erosionados y redistribuidos por el oleaje.

En relación con el modelado de las vertientes, en el extremo sur del relieve de La Meseta, junto a la costa oriental, se ha reconocido y cartografiado un importante deslizamiento (18) de tipo rotacional que afecta a diversas unidades de las Fms. La Meseta y Submeseta (Fig. 7.29A y B). Debido a que en dicho sector estas unidades tienen, desde un punto de vista litológico, el carácter de roca blanda (limos y arcillas) podría considerarse por su comportamiento como un *debris/earth slump* (Cruden y Varnes, 1996), pues los materiales deslizados muestran evidencias de gran deformación interna, reconociéndose repliegues incoherentes y numerosos planos internos de cizalla (Fig. 7.29C y D). La superficie de rotura basal o principal tiene una morfología cóncava y el escarpe de coronación o cicatriz de arranque (16) del deslizamiento, a pesar de su degradación, sigue mostrando la característica forma semicircular, que además en este caso, configura en gran parte, la morfología acantilada de la costa en este lugar, con el mayor desnivel topográfico de toda la isla (200 m) (Fig. 7.29A). Se trataría por tanto, de un deslizamiento de tipo rotacional (*slump*) relativamente antiguo (b), con su escarpe de cabecera en gran parte recubierto por derrubios recientes (13, c) mientras que la parte baja del bloque o bloques deslizados, ha sido ya erosionado en gran parte por la dinámica litoral (retroceso del acantilado) y, lo que queda de él a su vez, sigue evolucionado mediante deslizamientos menores (17).

El salto vertical estimado sobre el escarpe principal es de unos 50 m mínimo, y la anchura del cuerpo deslizado, que aún se conserva, es de unos 450 m; si bien, originalmente debió ser mucho mayor, del orden de los 650 m.

Se han cartografiado otros dos deslizamientos en relieves periféricos de La Meseta, pero no comparables, uno al N, frente a caleta Larsen y el otro en el cerro Ombú, al SO de la misma. Corresponden a deslizamientos recientes de pequeño tamaño (17, b) bastante superficiales, tipo flujo. En el primer caso no se observa o no se conserva la cicatriz de arranque, tan sólo el escarpe subvertical del nivel de brechas (33br) con que corona el cerro, por lo que muy probablemente lo que ha deslizado es el depósito de ladera (coluviión). En el cerro Ombú, si se aprecia la cicatriz superior, que afecta a Alm. Cucullaea II (36) y al Alm. Turrítela (38). Se trata de acumulaciones de superficie irregular, sin organización

interna, constituidas por limos arenosos, cantos y bloques que parecen corresponder a flujos (*debris flow*).

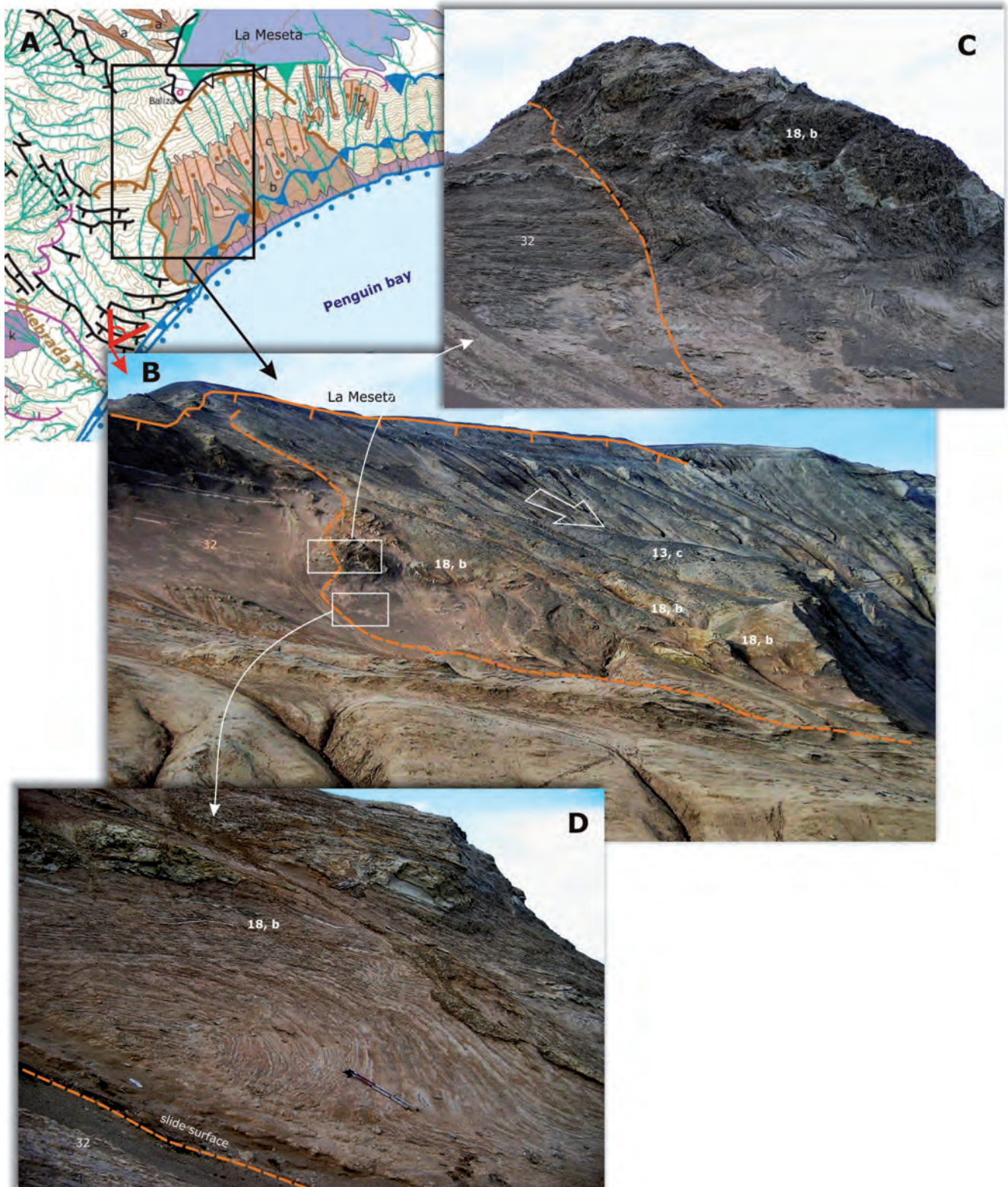
### 7.3.4. Fluvial y de escorrentía superficial

En el sentido más amplio, los procesos fluviales se deben a flujos de agua superficiales que recogen y evacúan linealmente el agua aportada desde las vertientes mediante corrientes encauzadas efímeras, estacionales, intermitentes o permanentes y tengan dinámica propia de alta, media o baja energía; presentando estos flujos una organización espacial en redes.

No existen muchas referencias sobre los procesos fluviales en ambientes periglaciares, y menos aún en ambientes antárticos. Las aguas superficiales que discurren por estos terrenos, fluyen durante contados días por el deshielo durante el verano, al llegar a subir la temperatura ambiente por encima de los 0°C. Sin embargo esta escorrentía superficial, al menos para esta isla, juega un importante papel, hasta tal punto, que la morfogénesis fluvial, a pesar de su corto periodo de actuación anual podemos considerarla sin duda, como el principal agente modelador de la misma, no sólo por su capacidad erosiva y de transporte, sino también porque presenta un amplio desarrollo por toda la superficie de la isla. Estos ambientes periglaciares con escasas precipitaciones anuales pueden clasificarse (Bloom, 1978) como regiones áridas o semiáridas frías y por tanto, con escorrentía estacional baja y muy variable a lo largo de la estación estival, en función de la disponibilidad de agua superficial a partir tanto de la fusión de la nieve y/o del hielo de la capa activa del permafrost, controlados por la temperatura ambiente y las horas de insolación de las superficies expuestas (Silva *et al.*, 2000).

Rinaldi *et al.* (1978) describen someramente el drenaje superficial de toda la isla y destacan su incidencia en el modelado apuntando además, el origen de la escorrentía al derretimiento estival de las acumulaciones nivales y al descongelamiento superficial del *pergelisol* (permafrost). El drenaje se organiza en los bordes de la meseta, formando profundos chorrillos con un modelo de *avenamiento* centrífugo respecto a la misma. En otros sectores, el rasgo rectilíneo de algunos cursos, como las quebradas Grande y del Muelle, en la vertiente oriental, o el cañadón Díaz en la occidental, les hace pensar que están controladas por fallas. Una intensa acción *glacifluvial* (niveofluvial) es el origen del "sector de relieve muy elaborado" que presenta la mitad suroccidental de la isla, con una red densa de diseño dendrítico, caracterizado por largos colectores principales subparalelos entre sí y con tendencia general hacia el suroeste, principalmente hacia la denominada quebrada Larga. Reconocen que estos cursos no se hallan totalmente adaptados a la estructura de cuevas y que, incluso en algunos sectores, el diseño es anárquico (sin patrón definido).

Malagnino *et al.* (1981) también señalan a la acción fluvial y marina como los procesos que han elaborado, en su mayor parte, el relieve que presenta la isla. En La Meseta las cabeceras del drenaje se sitúan a lo largo del perímetro de la misma, desarrollándose un sistema general centrífugo, de elevada densidad y con diseño dendrítico. En la vertiente noroccidental de La Meseta, se observan fenómenos de captura, condicionados básicamente por el *endicamiento* de los cauces por acumulación de *névé* y el truncamiento de la red por retroceso activo de los acantilados. Corte (1982), además de la descripción e interpretación climática de las formas criogénicas de la isla, destaca el excesivo desarrollo de la red fluvial, habida cuenta de la escasez de precipitaciones y de las propias condiciones climáticas que hacen que, salvo en verano, todos los flujos permanezcan congelados el resto del



**Figura 7.29.-** A.- Recorte cartográfico del sector acantilado del extremo SE de La Meseta en el que aparece representado un gran deslizamiento de ladera señalado por la cicatriz de arranque o de coronación (16) y el cuerpo de material deslizado (18, b). El juego vertical se estima en unos 45-50 m mínimo. Parte de la superficie de rotura y de la cabecera del deslizamiento aparece fosilizado por depósitos de ladera más recientes (13, c). B.- Vista lateral hacia el NE del deslizamiento donde la masa deslizada se presenta poco retocada. La superficie principal de rotura o deslizamiento (cóncava) está en cabecera muy verticalizada (en sombra) y se va progresivamente suavizando hacia el pie. En el centro de la imagen y en segundo plano, el cuerpo del deslizamiento con los coluviones que lo fosilizan en la zona de cabecera, mientras que en la parte inferior, queda colgado en el escarpe acantilado inferior (a la derecha). El perfil del horizonte superior de la imagen, con trazado cóncavo, corresponde simultáneamente con al escarpe principal del deslizamiento, con el borde de La Meseta y a su vez, con la coronación del acantilado superior. (53,  $\geq 100$  m). C.- Vista lateral de detalle en el que se puede apreciar la superficie principal de rotura inclinada unos  $60^\circ$  al SE, cortando al sustrato subhorizontal (32), y el cuerpo de la masa deslizada (18, b) muy deformado y con planos de rotura secundarios internos a la derecha de la superficie principal de rotura. D.- Pliegues métricos de la parte inferior del cuerpo deslizado (18, b), afectando a arenas y lutitas interlamadas (32) situadas inmediatamente por encima de la superficie de rotura (plano de la esquina inferior izquierda). Estos pliegues se originan por esfuerzos de cizalla en la parte inferior del deslizamiento.



**Figura 7.30.- A.-** Durante el verano antártico, después de un temporal de nieve, le sigue un día soleado con temperaturas positivas que rápidamente provocan la fusión del manto nival acumulado durante la tormenta, desencadenando una súbita e importante escorrentía superficial que rápidamente progresa por el fondo plano del arroyo de la Traición, (NO de La Meseta). Imagen tomada en enero de 2009. **B.-** La fusión de la nieve acumulada en nichos de nivación durante la temporada estival, en días soleados y con temperaturas positivas, es una de las fuentes origen de escorrentía superficial.

año. Señala como fuente de alimentación de la escorrentía, no sólo los aportes externos según las variadas formas de precipitación, sino también los aportes a partir de la fusión de diferentes tipos de hielos internos. La influencia de la nivación es importante pues la iniciación de las redes de drenaje se produce a partir de la fusión de la nieve acumulada "a barlovento" (*sic*) en los nichos de nivación, preferentemente expuestos en la vertiente de mayor insolación (N, NE y NO). Este fenómeno trae consigo una asimetría en las vertientes, de tal modo que en las expuestas hacia el N, hay mayor fusión de nieve, aumentando la erosión y ocasionando en la red incipiente un aspecto *arboriforme*. En cambio las orientadas al S, más frías, son lineales.

Este mismo autor establece una línea divisoria mayor o principal de las aguas de la isla, denominándola *Divisoria Johansen* que, a grandes rasgos, dividiría la isla en dos grandes sectores: el NO que ocupa la mayor parte de la isla y cuyas cuencas vierten a la bahía López de Bertodano y al estrecho del Almirantazgo (*Admiralty Sound*) y el SE, más reducido, donde las diferentes cuencas vierten directamente al Mar de Weddell. Esta gran asimetría la relaciona igualmente con el grado de insolación o exposición al sol de las diferentes vertientes de la isla, estableciendo costas calientes con componente N, NO y NE; y frías con una orientación S, SE y SO. Actualmente, con el detalle mostrado por el mapa topográfico disponible (escala 1:10.000), se puede verificar como el trazado de esa divisoria no es el correcto en gran parte de su recorrido y además, la vertiente NO se puede, a su vez subdividir en dos: la que vierte a López de Bertodano; y la que desagua directamente al estrecho del Almirantazgo, al sur del cabo Bodman (Fig. 7.7A).

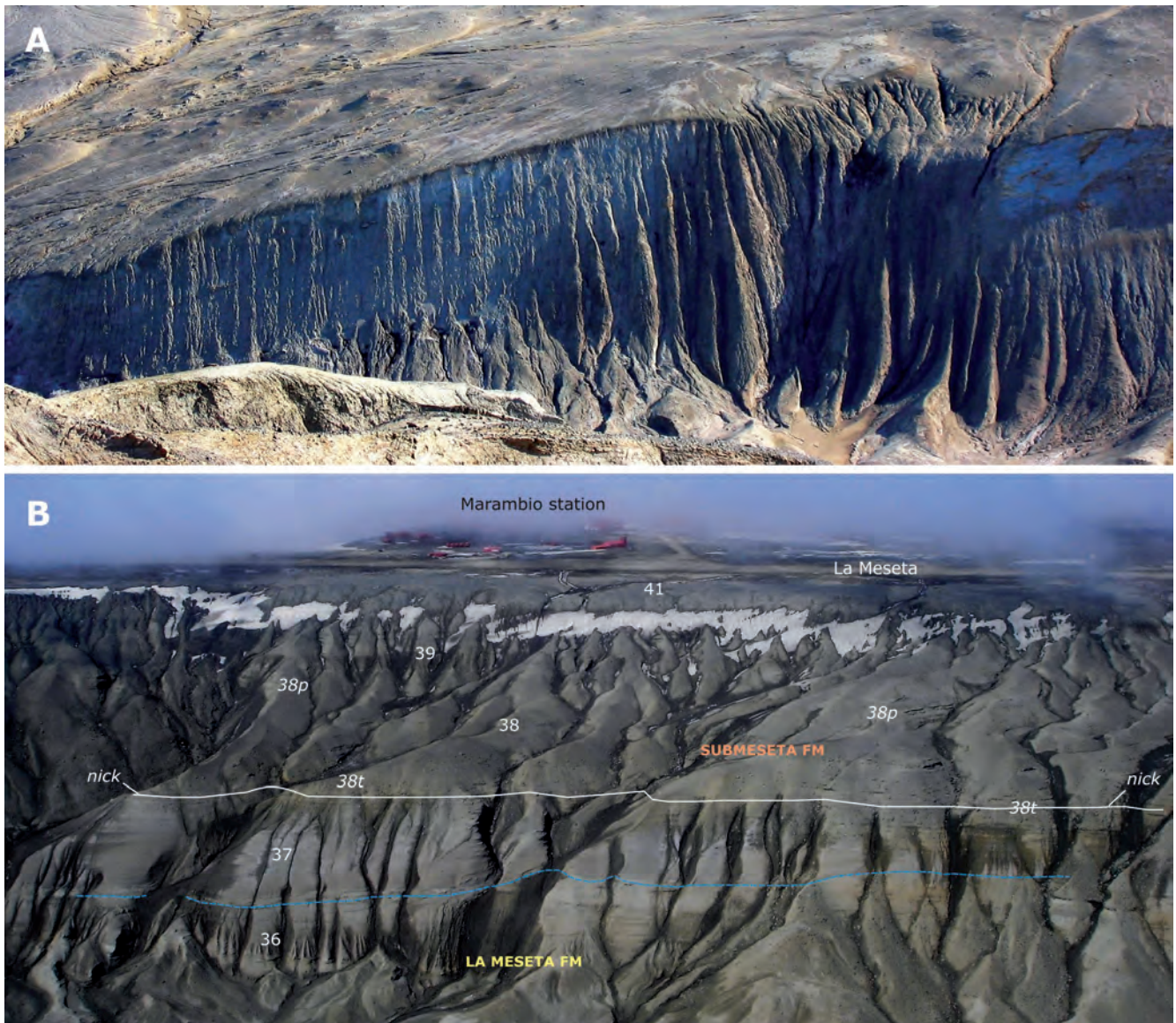
A partir del análisis y distribución de las formas correspondientes a la morfogénesis fluvial y de escorrentía superficial representadas en la mapa geomorfológico, fácilmente se identifican en la isla redes con diferente configuración según los sectores, y dentro de cada uno éstos se puede diferenciar entre la escorrentía en fase de ladera que comprende el drenaje de cabecera, estrechos y con elevado gradiente, y la escorrentía concentrada en el piedemonte, mediante canales de desagüe amplios y con un gradiente muy bajo o, directamente, como abanicos aluviales.

En la fase de ladera predomina la erosión o incisión lineal y el flujo se organiza en formas elementales: regueros (*rills*) y barrancos

(*gullies*) (19), con el típico perfil en "V" cortando el sustrato (Fig. 7.31A). Ocasionalmente, en algunos tramos, puede tener lugar un drenaje subsuperficial por *piping* al colapsar las laderas por gelifluxión o por la presencia de depósitos niveo-eólicos que taponan los cauces. A pesar de tener elevada pendiente, la escasa escorrentía hace que la capacidad de transporte sea baja, no permitiendo la movilización de los elementos más gruesos, por lo que es muy frecuente que en el lecho se acumulen cantos, bloques y concreciones del propio sustrato, mientras que el sedimento suelto y fino, constituido por arenas, limos y arcillas es fácilmente erosionado y evacuado, dando lugar a una apreciable incisión vertical en el cauce los mismos. En determinadas cabezas y sobre sustrato desnudo, tiene lugar una importante concentración de regueros por lo que aumenta la densidad del drenaje y paralelamente una reducción de los interfluvios entre las acanaladuras, apareciendo formas acarreadas o *badlands* (20), en general con inter-regueros tanto agudos como redondeados (Fig. 7.31B).

En los tramos medios-bajos y de desembocadura de los arroyos principales, los perfiles se van suavizando longitudinalmente y ampliado sus cuencas vertientes, evolucionando hasta conformar amplios valles por los que discurren llanuras aluviales de fondo plano (33, f). Se interpreta (Bloom, 1978) que la presencia de permafrost bajo el lecho de los cauces dificulta la incisión vertical de los mismos, mientras que la erosión térmica por fusión de las márgenes de estos cursos, produce un ensanchamiento del lecho dando lugar a secciones de canal con morfología en artesía.

En el sector septentrional de la isla, la divisoria principal de aguas entre el Mar de Weddell y la bahía López de Bertodano, de forma natural, prácticamente coincidiría con el mismo borde escarpado NO de La Meseta (Fig. 7.31B). Sin embargo, actualmente, esta divisoria se ha desplazado artificialmente hacia el Este, hasta la pista de aterrizaje. Debido a la extrema horizontalidad de la superficie en este sector de La Meseta, que es precisamente por donde discurre la pista, se han construido las correspondientes zanjas de drenaje longitudinales junto al borde NE de la misma y varias transversales a ella para evacuar el flujo superficial hacia ese borde próximo de La Meseta. En ambas vertientes de La Meseta y, dadas las principales directrices estructurales de los estratos, la red de drenaje con limitado desarrollo longitudinal, se dispone transversalmente a éstas, tratándose de valles anaclinales



**Figura 7.31.- A.-** Ladera muy verticalizada correspondiente a la cabecera de un nicho de nivación del que, en la imagen, había desaparecido el helero (46). La vertiente se ve afectada por una intensa reguerización o acaravamiento (20), con profusión de *rills* paralelos separados por estrechos y afilados interfluvios. La imagen corresponde a la cabecera del cañadón Díaz, que en este tramo muestra claramente un trazado anaclinal, transversal al relleno monoclinal y en sentido contrario (hacia la derecha) al buzamiento de la serie, puesto de manifiesto por la inclinación de la superficie estructural, dorso de cuesta, de la Fm Cross Valley-Wiman. **B.-** Vertiente NO de La Meseta que corresponde a una ladera compleja con dos tramos cóncavos. La ruptura de pendiente (14) o *Nick*, responde al control litológico ejercido por las compactas areniscas rojizas con *Turritella* (38t), de la base del Alm. *Turritella* (38) de la Fm Submeseta. Los neveros a sotavento, por debajo de la cornisa del tramo superior (Alm. Superior, de la Fm Submeseta-39 y de la Fm Weddell-41), sirven de cabecera a *rills* que rápidamente se concentran mediante drenaje arborescente en unos pocos *gullies* (19), que se encajan más intensamente sobre la vertiente del tramo inferior. En parte alta de este tramo inferior, a su vez, vuelve a servir de cabecera para nuevos regueros menos encajados, con drenaje más o menos paralelo siguiendo la pendiente.

los que discurren en sentido contrario al buzamiento de las capas (frente de cuesta), es decir, los que vierten al O, mientras que los que vierten al Mar de Weddell corresponderían a valles cataclinales que discurren a favor del buzamiento.

En el resto de la isla, la red fluvial principal, que es la que ha modelado ese relieve elaborado, presenta en general un desarrollo longitudinal importante. El mayor de todos ellos, denominada quebrada Larga, en realidad corresponde a dos líneas de flujo opuestas convergentes que adoptan un patrón paralelo a la estructura. Corresponde por tanto a corrientes ortoclinales (subsecuentes), mientras que sus dos salidas al mar, transversales a esta y a los frentes monoclinales de las cuestas, corresponderían a valles anaclinales. En el resto del territorio correspondiente a las Unidades en Cuestas y de Lomas y Valles (*Unidades del Relieve 1 y 2*; Fig. 7.9)

los trazados de la red secundaria no se adaptan del todo a las directrices estructurales, disponiéndose sensiblemente oblicuos a las mismas (Fig. 7.8A).

En las amplias llanuras aluviales de los cursos mayores, el flujo se dispersa en multitud de canales donde la lámina de agua raramente supera los 10 cm de altura, incluso en las mayores avenidas. Estas se producen en verano, cuando después de una tormenta de nieve que ha cubierto toda la superficie, llega el buen tiempo con cielos despejados (alta insolación) y temperaturas positivas y en cuestión de un par de días hacen desaparecer casi toda la cubierta nival (Fig. 7.30).

En la cartografía se ha optado por representar estas llanuras aluviales (*s.l.*) desde un punto de vista fisiográfico como fondos de



**Figura 7.32.- A.-** Valle asimétrico de una de las corrientes principales en la *Unidad del Relieve 1* (cuestas y valles) sobre sedimentos cretácicos. El aluvial (33, f) discurre al SE (derecha), presentando una amplia terraza de criopedimentación (45, i) al NO (izquierda), con un pequeño escalón entre ambos. La terraza lateralmente se desarrolla entre el cauce y una sucesión de pequeños circos de nivación dispuestos en la parte alta de la ladera **B.-** Depósitos aluviales de fondo de valle (33, f) excepcionalmente gruesos al estar constituidos mayoritariamente por concreciones decimétricas o fragmentos de éstas, del sustrato cretácico por el que discurre.

valle (33, f), pues en ellos se han incluido (por escala de representación) tanto pequeños aterrazamientos como abanicos y conos aluviales adyacentes a las desembocaduras de los cursos tributarios con el aluvial principal. Presentan siempre los característicos cauces de fondo plano con poca inclinación y relación anchura/profundidad alta, surcados por múltiples canales en general, de baja sinuosidad (*braided*). Estos canales, muy móviles pero de escaso caudal, transportan una elevada carga de sedimentos finos, mayoritariamente arenas y limos, que es depositada en forma de médanos arenosos efímeros de altura centimétrica (Fig. 7.38A). No obstante algunos de los cursos importantes del dominio meridional de la isla suelen presentar tanto en el fondo de los canales como en replanos adyacentes (terrazas s.s. o criopedimentos) acumulaciones detríticas más gruesas, habitualmente cantos y gravas, excepcionalmente bloques, que suelen corresponder a concreciones del propio sustrato o a fragmentos de éste (Fig. 7.32B).

Dentro de esta morfógenes fluvial y de escorrenría superficial se incluyen un conjunto de *elementos morfométricos o topográficos* empleados para resaltar el relieve o delimitar las diferentes cuencas de drenaje como son: collado; aristas en interfluvios; cuerdas o divisoria montañosa redondeada; y divisoria de aguas poco definida.

**Collado (27).** Es el sector más bajo de un cordal montañoso y que sirve de paso entre los valles adyacentes. No se han representado todos, por superponerse (en algunos casos) a otros elementos morfológicos más importantes o significativos de destacar como por ejemplo el collado Cucullaea II, en el extremo septentrional de La Meseta, paso desde la cabecera del arroyo de la Traición a la vertiente de la caleta Larsen. En algunos de los collados más significativos se han señalado además con su denominación informal como es el caso del *collado KIT* o el *collado Sobral*.

**Aristas en interfluvios (24).** Corresponden a zonas de relieve alargadas, más o menos estrechas y afiladas que separan dos líneas de flujo contiguas pertenecientes, normalmente, a una misma cuenca de drenaje.

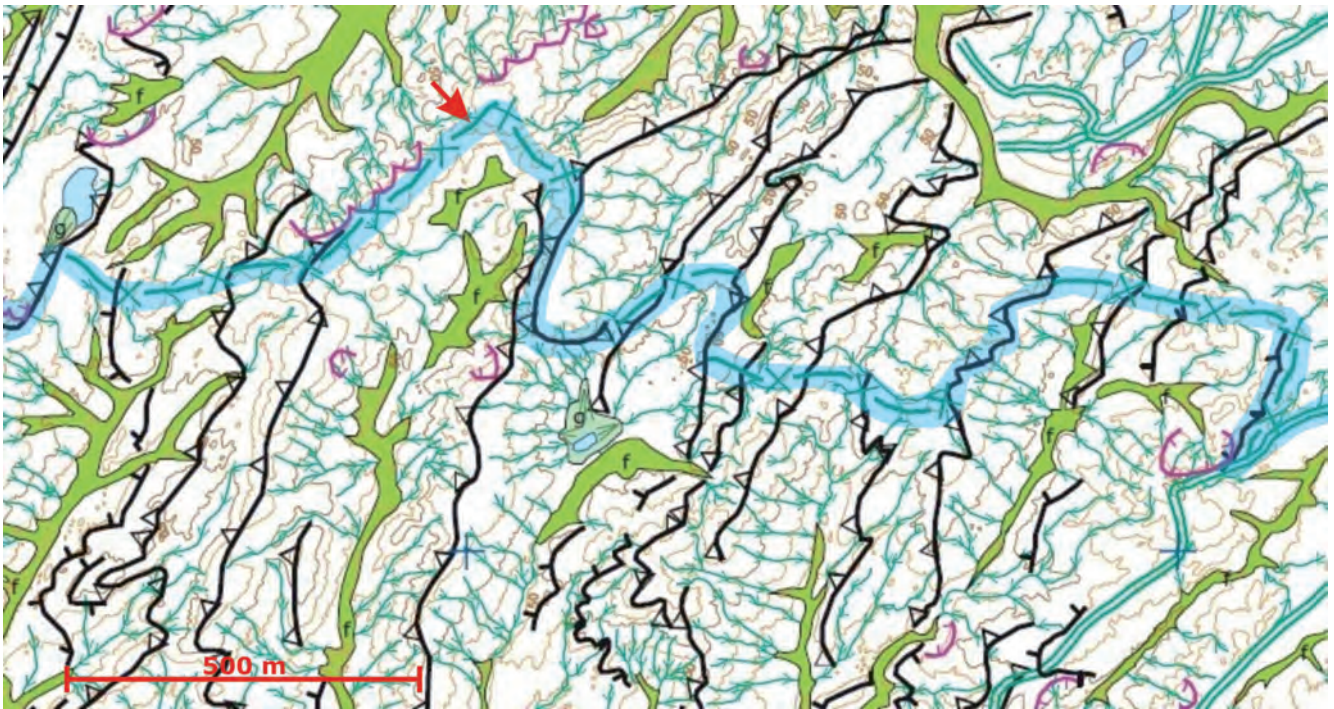
**Cuerdas o divisoria montañosa redondeada (25).** Conceptualmente es similar a las aristas de interfluvios pero con un rango mayor. Además en este caso, se trata de relieves montañosos de cumbre

más suave con perfil convexo. En el mapa se han empleado preferentemente en el sector meridional de la isla, para señalar las divisorias de las respectivas cuencas correspondientes a cada sistema fluvial unitario y, siempre que dicha divisoria, no estuviera reflejada o delimitada por cualquier otro elemento o forma morfogenética tanto estructural como volcánica.

**Divisoria de aguas poco definida (26).** Se trata de una simbología con un significado equivalente a 24 y 25, puesto que corresponde a una traza que marca la partición (difluencia) de la escorrenría superficial, que fluye en sentidos opuestos, pero cuyo trazado no es tan evidente topográficamente. Se ha utilizado exclusivamente cerca del extremo SO de la isla para señalar la (verdadera) divisoria de aguas conforme a la topografía. Se trataría de la divisoria de aguas correspondiente a las dos grandes y principales cuencas vertientes de la isla, la *oriental*, que vierte sus aguas al Mar de Weddell y al estrecho *Picnic*; y la *occidental*, al estrecho *Almirantazgo* y a la bahía López de Bertodano (Golfo Erebus y Terror). La divisoria presenta un curso algo sinuoso, unas veces cortando transversalmente crestas y escarpes estructurales sucesivos y otras, aprovechando el trazado de las mismas (Fig. 7.33).

**Captura fluvial, difluencia (28).** Una captura fluvial representa la desviación de las aguas de un curso fluvial hacia un sistema próximo, dejando en el primer sistema un curso decapitado o valle colgado (30) (Fig. 7.34). Las capturas fluviales pueden tener lugar por diferentes causas, siendo la más frecuente por retroceso en cabecera de un curso, sobrepasando la divisoria de aguas de otra corriente hasta intersectar con la trayectoria de la misma; en dicho punto, la corriente será capturada y desviada siguiendo la trayectoria de mayor gradiente dando lugar a una inflexión anómala o *codo de captura* en la corriente decapitada, depósitos aluviales o morfologías en tramos no funcionales etc. La corriente *pirata* de esta forma, aumenta su cuenca de drenaje y por tanto su caudal, por lo que muy probablemente, tenga lugar un encajamiento en dicha zona en función de su nivel de base.

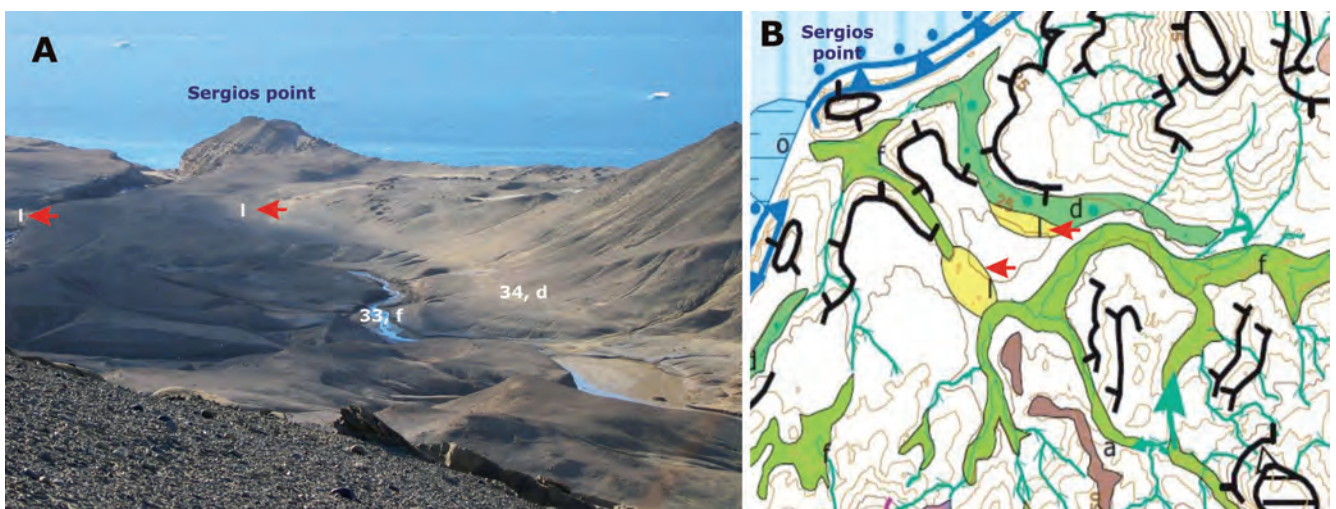
Malagnino *et al.* (1981) ya señalan en los alrededores de La Meseta, la presencia de frecuentes inflexiones de los cursos de agua cercanas al ángulo recto y diseños en gancho, resultado de fenómenos de captura y descartando su control estructural, sin embargo muchas de estas pequeñas capturas resultan a la escala del mapa irrepresentables. Establecen además, que dicho proceso



**Figura 7.33.-** Recorte cartográfico de un sector del extremo SO de la isla mostrando el irregular trazado de la divisoria de aguas poco definida (flecha, resaltado en azul), simbología (26) entre el Mar de Weddell (incluido el estrecho *Picnic*) al S de la misma, y la costa occidental correspondiente al estrecho *Almirantazgo*, al N. Esta divisoria transcurre transversalmente a las sucesivas crestas de los escarpes de relieves en cuesta, mientras que en otros tramos, sigue el trazado de las crestas.

está condicionado por dos causas principales: embalsamiento (*endicamiento*) de los cauces por acumulación de *nevé*; o por truncamiento del drenaje por retroceso activo de los acantilados costeros. Corte (1982) señala igualmente la existencia de embalsamientos por colas de nieve en los ríos y el desvío de sus aguas hacia otras corrientes y también, la formación de domos de congelamiento dentro de los canales como causa por la que un curso que fluye en una dirección, cambie y pueda fluir en dirección contraria. La primera de estas causas es la interpretación que da

dicho autor para explicar la existencia de los dos colectores al mar que presenta la quebrada Larga en bahía Fósiles: la existencia de una cola de nieve de más de 200 m de largo en el colector situado más al sur, desvía su escorrentía hacia el otro colector situado al norte. Dicha cola de nieve venía señalada en el mapa topográfico (1995) pero, durante la campaña del 2008 y tras recorrer dicha zona, dicha acumulación nival había desaparecido por completo y los cauces no fluían (secos) por lo que no se pudo verificar el sentido del flujo.



**Figura 7.34.- A.-** Panorámica del valle en el entorno de punta Sergios. El curso fluvial más importante que aparece (derecha) y que, aguas abajo, progresivamente se va encajando en los replanos estructurales, anteriormente discurría más a la derecha, habiendo sufrido un fenómeno de captura por otra corriente. El trazado del antiguo valle capturado (34, d) se aprecia en la foto por el color más claro de sus depósitos arenosos y los eólicos (49, i) acumulados a sotavento en su margen izquierdo. **B.-** Detalle cartográfico de la imagen (A) donde se señalan dos procesos de captura. Uno de ellos, (imagen A) y el otro, en otra corriente menor situada inmediatamente al sur. En la cartografía se diferencian el aluvial funcional (33, f) y el del antiguo trazado que ha quedado como un fondo de valle colgado (34, d), también se han señalado con el símbolo (30) la cabecera del valle colgado y con el (28) el lugar de la otra captura de la red secundaria. Los depósitos eólicos (49, i) que aparentemente tapan el curso principal (flecha), es realmente una importante acumulación crio-eólica que actualmente forma un grueso puente de hielo (ver Fig. 7.55C) sobre el cauce encajado entre 5-10 m.

La escorrentía del eje de fluencia correspondiente a la quebrada Larga, sorprendentemente, corresponde a dos sistemas o cuencas de drenaje diferentes con direcciones de flujo contrarios (convergentes), de tal forma que el sector N fluye en dirección S hasta girar al O (habitualmente) y desembocar al N de bahía Fósiles. El flujo del sector sur, mientras tanto, lo hace hacia el N hasta girar hacia el O tomando su primer colector, si es que éste no estaba taponado por neveros o, en caso contrario, seguiría hacia el N hasta confluir con el otro sistema. Existe pues un tramo de la quebrada Larga con pendiente prácticamente nula, que funciona o puede funcionar como *bypass* con direcciones de flujo contrarias, o divergencias de flujo, según estén o no taponados por neveros los correspondientes cauces de salida al mar. En cualquier caso, la sola presencia de ese tramo del cauce (funcional o no), debe corresponder sin duda, a un tramo de valle capturado, pero dinámicamente funcional en la actualidad.

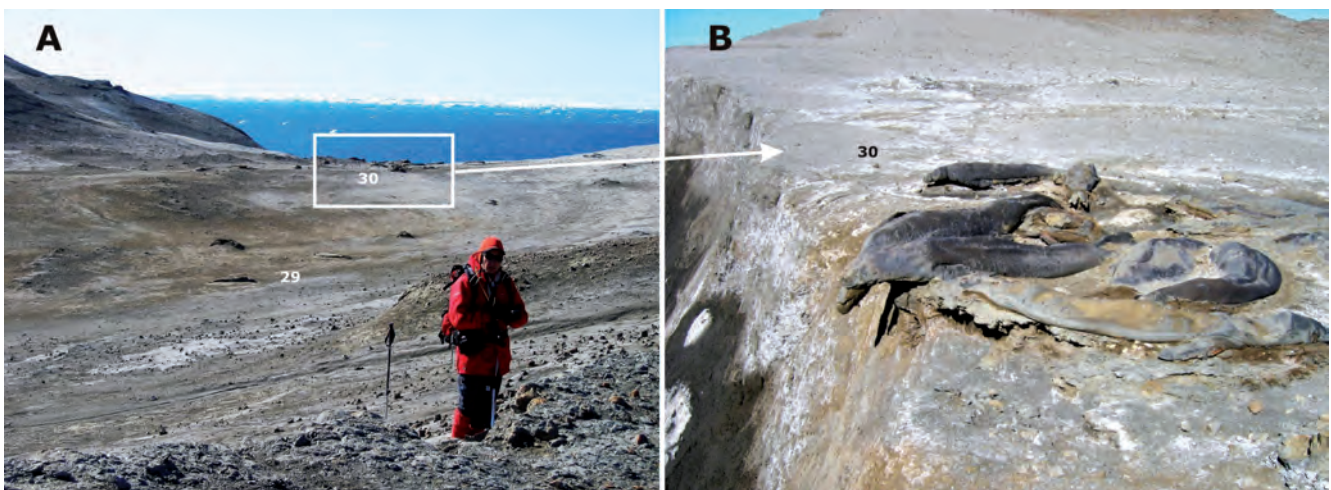
Por otra parte, sí se ha podido constatar sobre el terreno este fenómeno de difluencia en uno de los ramales de la quebrada Larga, el situado inmediatamente al E de la "quebrada de las Focas Muertas" (Fig. 7.35). El tramo más septentrional de dicho ramal no aparece colgado, sino que ya ha regularizado su perfil, con fuerte pendiente hacia la bahía López de Bertodano. La parte alta de dicho tramo acaba en un pequeño salto o cascada (32) tras el cual se alcanza un fondo de valle (33, f) prácticamente horizontal o al menos con pendiente imperceptible, pero con fluencia también hacia la bahía, al menos en aquellos momentos. Unos 600 m hacia el S, tiene lugar una confluencia por la izquierda con el curso principal con la existencia de una terraza (36, e) desde la que se podía apreciar, como la presencia de *icings* y acumulaciones nivales en el lecho principal, desviaban en parte, la escorrentía del tributario. Se origina así una difluencia del flujo bastante escaso (28), en dirección S siguiendo el trazado principal de la quebrada, y mucho mayor en dirección N, por ese tramo de escasísima pendiente hasta llegar al salto mencionado anteriormente y por último, desembocar rápidamente al mar en la bahía. Indudablemente la onda erosiva ha progresado claramente hasta el umbral marcado por la cascada, pero de persistir dicha difluencia, el actual tramo con tan escasísima pendiente y el propio tributario acabarían siendo totalmente capturados, dado su mayor gradiente y menor distancia hasta alcanzar el nivel del mar de la bahía.

Valle o vaguada de fondo plano (29). Representa una forma ampliamente extendida por toda el mapa pero cuya simbología se ha empleado de forma muy restringida, optándose por no superponerla a la de los propios depósitos (33, f) de fondo de valle por criterios de representación. Sin embargo, si se ha utilizado en dos tramos correspondientes a la cabecera septentrional de la quebrada Larga. En ambos casos se trata de vallonadas sin depósito que quedan colgadas unos 30 m en el borde del acantilado litoral sobre la bahía López de Bertodano. El rápido retroceso del acantilado ha decapitado la zona de cabecera de ambas quebradas quedando colgadas (30), una de ellas es la que aparece reseñada con el topónimo de quebrada Focas Muertas por la gran cantidad de cuerpos momificados de estos mamíferos marinos junto al mismo borde acantilado (Fig. 7.35 A y B), o ya caídos y acumulados al pie del mismo. Estos animales debieron acceder desde una bahía Fósiles totalmente congelada, se supone que buscando la existencia de aguas abiertas que debieron "ventear" hacia el norte, progresando aguas arriba siguiendo el fondo plano de la misma durante más de 3,5 km hasta alcanzar el borde acantilado donde debieron fallecer totalmente exhaustas.

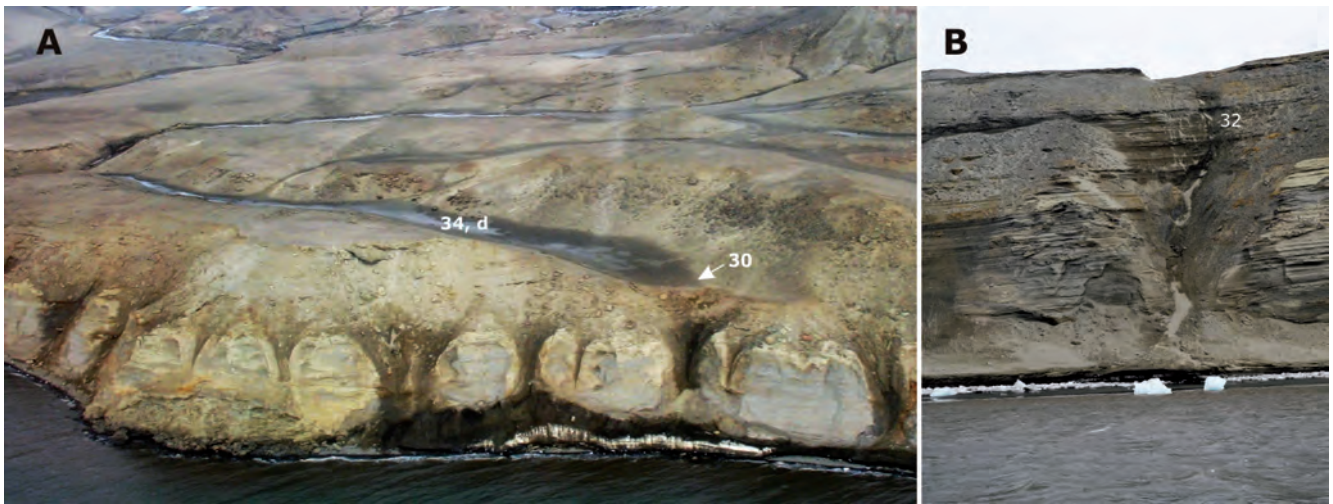
Valle colgado (30). Es una simbología puntual que se ha utilizado tanto en aquellas morfologías de valles decapitados por retroceso del acantilado (como la descrita anteriormente, Fig. 7.35B), como por retroceso de interfluvios (laderas) o, directamente por captura fluvial, por lo que muy frecuentemente están asociados a la presencia de depósitos de fondo de valle colgado (34, d), con diversos ejemplos, tanto en la vertiente NO de La Meseta, como en su sector litoral junto a punta Campamento (Fig. 7.38B) o punta Sergios (Fig. 7.36A).

Cambio brusco de pendiente; rápidos (31). Corresponde a una ruptura del perfil de un curso o corriente superficial, en el que se produce un aumento de la pendiente y el flujo de agua se adapta en una serie de pequeños escalones del lecho, normalmente condicionados por afloramientos de niveles de rocas más resistentes del sustrato subyacente.

Cambio brusco de pendiente; salto de agua, cascada (32). Corresponde a aquellos puntos del perfil longitudinal de un curso o corriente superficial en los que se produce una ruptura mucho más acusada que en los rápidos, de modo que el agua llega



**Figura 7.35.- A.-** Aspecto del valle o vaguada de fondo plano (29) en la cabecera septentrional actual de la quebrada Larga, denominado informalmente "quebrada de las Focas Muertas", y cabecera colgada (30) por retroceso del acantilado (25 m de altura), al E de cabo Bodman. Recibe dicha denominación debido a la gran cantidad de focas momificadas existentes en esta *vallonada*. **B.-** Detalle de la coronación del escarpe acantilado y cabecera colgada (30) de la quebrada de las Focas Muertas. Sus restos momificados quedan ligeramente en alto por la fuerte deflación eólica del entorno. Algunas de las focas momificadas quedan parcialmente colgadas en el vacío, por el rápido retroceso del acantilado y, al pie del mismo, se acumulan amontonadas otras muchas junto con coladas de barro.



**Figura 7.36.- A.-** Vista aérea oblicua del fondo de valle colgado (34, d) y de su cabecera (30) por retroceso del acantilado, inmediatamente al SO de punta Sergios, en la costa NO de La Meseta. Sobre el escarpe acantilado, con orientación NO, se aprecian entrantes en forma de embudo que corresponden a pequeños nichos de nivación y la presencia de un pie de hielo discontinuo. **B.-** Cascada (32) de un pequeño curso estacional con cabecera en La Submeseta y que tiene lugar al precipitarse por el acantilado subvertical de unos 50 m de desnivel.

a precipitarse en caída libre (vertical) o con muy elevada pendiente (Fig. 7.36B). Se han señalado en el mapa en la periferia de ambos replanos subestructurales de La Meseta y en el litoral acantilado del sector SO de la misma.

Ambas roturas de pendiente (31) y (32), corresponden a *knick-points* en los perfiles longitudinales de las corrientes, éstas pueden deberse principalmente a dos causas: una directa, como es la erosión diferencial de rocas con diferente resistencia aflorantes en el lecho de la corriente y otra indirecta, debida a desplazamientos verticales en el perfil longitudinal de los cursos; estos a su vez pueden deberse a diferentes causas, como pueden ser: levantamiento por recuperación glacioisostática y/o descensos en el nivel base (eustáticos del nivel del mar) o, por la rápida incisión en un valle que captura a otro, quedando el tributario topográficamente colgado. La progresión de la *onda erosiva* aguas arriba, o erosión remontante, debida en este caso a descensos en el nivel de base de los perfiles de los cursos, para readaptarse al nuevo perfil de equilibrio, da lugar también a roturas o cambios de pendiente en dichos perfiles, que en muchos casos se focalizan en cambios litológicos.

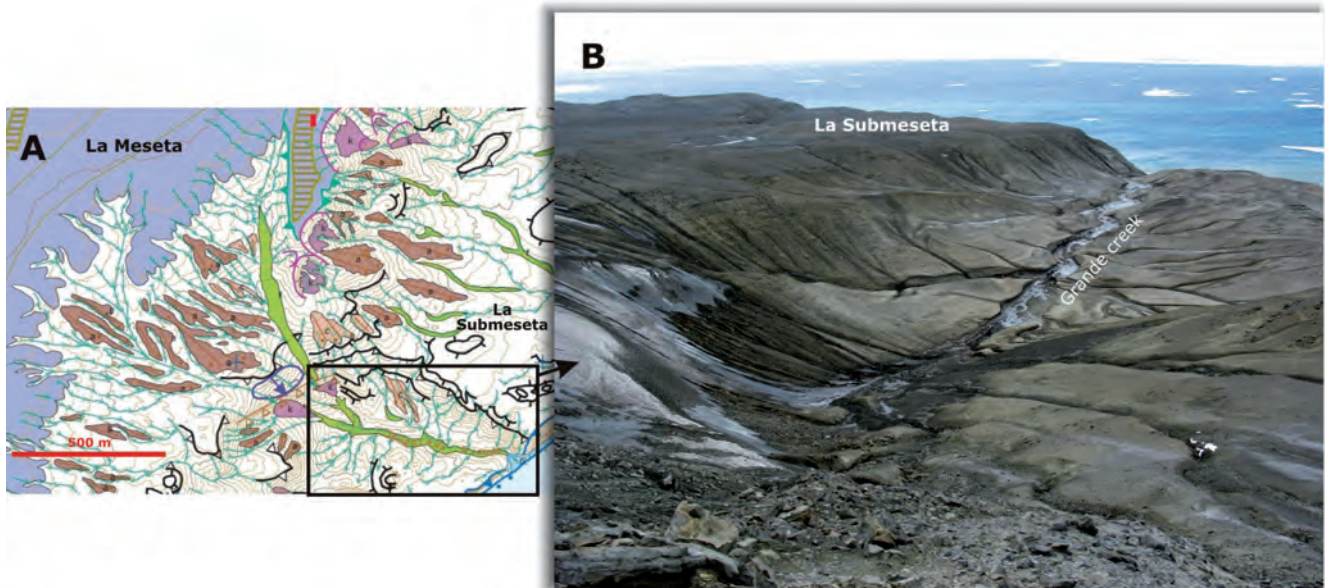
En la vertiente NO de La Meseta y a media altura, se presenta un importante escalonamiento coincidente con lo que se ha denominado replano subestructural inferior (*Unidad del Relieve 4* en Fig. 7.9), que se ha señalado como un cambio brusco en la de pendiente (14) de dicha ladera. Hacia abajo, se desarrolla un segmento de ladera recta con desniveles que superan los 50 m y pendiente superior al 70%; como es lógico este cambio de pendiente se manifiesta igualmente en toda una serie de rupturas en los perfiles cóncavos de los arroyos con cabecera en el escarpe superior de La Meseta y la consiguiente generación de cascadas. En este caso parece que existe un claro control litoestructural debido a que la ruptura de pendiente se origina por los niveles compactos de areniscas rojizas con *Turritella* (38t) del Alm. Turritella (Fm Submeseta), mientras que por debajo, las lutitas y arenas sueltas del Alm. Laminado (37) y del Alm. Cucullaea II (36), resultan más fácilmente erosionables. En este caso, la onda erosiva remontante protagonizada por los afluentes de la margen izquierda del arroyo de la Traición ha progresado profundamente hasta alcanzar dicha intercalación resistente, que a su vez, ha actuado como un nivel de base local para el tramo superior de los correspondientes cursos.

A lo largo de la costa acantilada de la isla es muy frecuente, la existencia de *valles colgantes* (Rinaldi *et al.*, 1978) que apuntarían a señalar a esta costa como una *costa de emersión*. Una observación más detallada permite precisar que son los pequeños cursos, los que se precipitan desde el borde superior del acantilado mediante saltos de agua o cascadas (32) directamente al mar, mientras que los cursos *mayores* (mayor cuenca de drenaje, mayor caudal, mayor capacidad erosiva), se van encajando profundamente hasta desembocar a nivel del mar, dando lugar a discretos fan-deltas o pequeños estuarios. Estas mismas relaciones se mantienen a lo largo de todo el litoral acantilado de la isla, siendo un claro ejemplo de ello, los que aparecen señalados en los acantilados de La Submeseta, al S de la caleta Larsen, con cascadas en los pequeños cursos que drenan los replanos (Fig. 7.36B). Los cursos mayores, como la quebrada del Muelle, o la quebrada Grande, entre otras, con cabecera en la propia superficie de La Meseta (39, h), ya han regularizado sus perfiles y aparecen fuertemente encajados sobre los replanos de La Submeseta (Fig. 7.37A).

En la mayoría de los casos, la presencia de estos valles colgados se debe a la baja capacidad erosiva de incisión de los referidos cursos menores, frente a la más efectiva y rápida erosión litoral y retroceso del acantilado.

Abanicos y conos aluviales (35, g). Corresponden a cuerpos o morfologías de depósitos fluviales cuya superficie en planta puede ser semicircular o alargada, aproximándose a un segmento de cono que se extiende radialmente pendiente abajo desde el punto (ápice del abanico) en que el curso de agua sale o abandona el área montañosa (Fig. 7.38C y D). Los abanicos aluviales resultan de la sedimentación en la zona de desagüe de una cuenca de drenaje, del material detrítico procedente de la excavación de la misma.

Las corrientes hídricas que van cargadas de sedimentos, se concentran en el canal de desagüe y al salir de la zona montañosa o perder pendiente, se abren en un flujo expansivo o inundación en manto, al desaparecer el confinamiento de las paredes del canal, depositando su carga por la brusca pérdida de su capacidad de transporte, consecuencia de la pérdida de pendiente y de la disminución de la velocidad del flujo. El perfil longitudinal de los abanicos es cóncavo y el transversal plano o ligeramente convexo.



**Figura 7.37.- A.-** Recorte de la cartografía mostrando la cuenca de drenaje de la quebrada Grande desarrollada sobre la vertiente oriental de La Meseta. Dicha cuenca muestra dos sectores bien definidos: la parte superior con cabecera en el borde oriental de La Meseta (200 m), con un drenaje dendrítico bastante denso que se extiende hasta una fuerte ruptura de pendiente (**14**) situada entre los 75-100 m, y el sector inferior por debajo de dicha ruptura hasta su desembocadura en el Mar de Weddell, con drenaje tipo pinnado. **B.-** Tramo inferior de la quebrada Grande, con una segunda (pseudo) cabecera emplazada sobre la vertiente oriental de La Meseta a partir de varios grandes heleros residuales (ver Fig. 7.55A). Este tramo desarrolla un amplio valle con drenaje tipo pinnado poco denso (espaciado), encajado unos 50 m bajo los replanos estructurales de La Submeseta.

Estos flujos son intermitentes y estacionales, como el resto de la escorrentía superficial de la isla. En depresiones más o menos amplias como en el valle de las Focas, los abanicos coalescen unos con otros dando lugar a un colector central que recoge y canaliza la escorrentía (Fig. 7.38D).

**Terraza aluvial (36, e).** Las terrazas aluviales son partes de las antiguas llanuras aluviales (en este caso fondos de valle), que ya no son funcionales, quedando por encima del nivel máximo de las aguas de escorrentía de la llanura actual (**33, f**) (Fig. 7.38), como resultado de la incisión de las mismas. Son formas planas, con ligera pendiente aguas abajo y forman rellanos limitados por un escarpe o borde de terraza (37), más o menos acusado según el grado de encajamiento. En este caso no suele superar los 1-2 m hacia la llanura aluvial funcional. Las de mayores dimensiones aparecen representadas en la quebrada Larga o en su entorno. Esta misma simbología de escarpe (37) se ha utilizado en otros diferentes lugares para señalar todo un conjunto de encajamientos o desniveles bruscos entre diferentes tipos de depósitos aluviales causados directamente por la erosión lateral de escorrentía fluvial. Tal es el caso del valle de las Focas entre aluvial (**33, f**) y abanico (**35, g**) (Fig. 7.38D); en las inmediaciones de caleta Larsen para señalar tanto el encajamiento entre el aluvial actual (**f**) y los depósitos de fondo de valle colgados (**d**), como el otro escarpe, inferior a un metro, entre el *fan delta* funcional (**69, o**) originado a su salida, otro *fan delta* previo y la terraza marina (**59, p**) adyacentes por su izquierda. En otros casos también se ha utilizado dicha simbología para señalar la naturaleza escarpada del sustrato en el margen o borde del canal, como en la zona de desembocadura del arroyo de la Traición; en algunos sectores de la margen derecha del cañadón Díaz (Fig. 7.38A y C); y en otras corrientes cercanas. En estos casos, dichos escarpes pueden deberse a la simple erosión mecánica de los márgenes del canal o a fenómenos de termoerosión lateral.

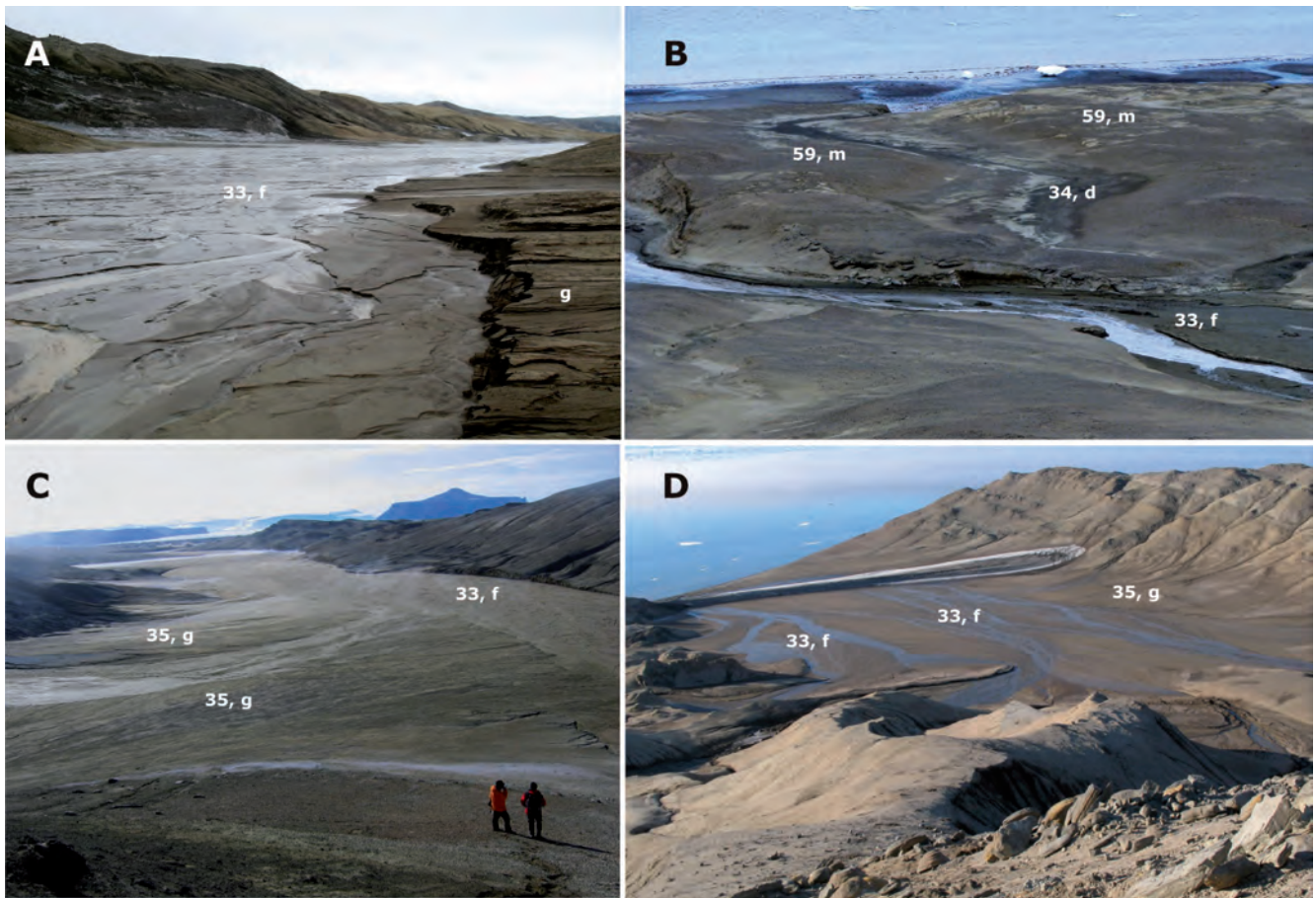
Escarpes de incisión fluvial (21, 22, y 23) corresponden a escarpes erosivos de distinta magnitud, pero relacionados todos con

procesos de erosión debidos a la escorrentía superficial. El de menor desnivel (**21**), se ha utilizado en el sector meridional de la isla en relación a dos cursos fluviales y en dos contextos diferentes. El primero localizado al este del cabo Bodman, está remarcando el fuerte encajamiento sobre la costa de un pequeño curso secundario que ha logrado capturar, por retroceso, parte de la cabecera de uno de los afluentes de la quebrada Larga y que discurría en sentido contrario, tal como ya se comentó anteriormente. El segundo, corresponde a un curso mayor con un trazado un tanto anómalo que se interpreta como sobreimpuesto (epigénesis), pues precisamente, se trata del único que corta a los diques del Filo Negro. La presencia de un gran helero, del que todavía quedan restos y que llegaba a ocupar todo el cauce en dicho tramo, junto con el posible nivel de base local del propio dique, podrían ser las causas del fuerte encajamiento, aguas abajo del mismo, de ambos márgenes del canal y sobre todo, de la oriental.

Los otros escarpes (22 y 23) refuerzan el significado de *relieve residual* de La Meseta, que está siendo intensamente erosionada por cabeceras de *rills* y *gullies* a lo largo de todo el borde occidental y nororiental. Se ha utilizado uno u otro en función de la magnitud de los desniveles topográficos originados. El mayor de ellos (**23**) para el borde escarpado al SO de La Meseta, hacia la bahía López de Bertodano y el otro, para aquellos sectores al NO y E, donde el desnivel es menor (**22**), por aparecer escalonamientos intermedios en la vertiente.

### 7.3.5. Glaciar

El elemento morfológico más antiguo de isla Marambio se reconoce y está conservado en el sector nororiental de la misma y corresponde al depósito que recubre la superficie somital plana de La Meseta (Fig. 7.39) con numerosos bloques erráticos de variado tamaño y composición (Andersson, 1906), correspondientes a los depósitos glaciomarinicos (39, h) que la recubren, estratigráficamente denominados como Fm Weddell (Zinsmeister y De Vries, 1983) o Fm Weddell Sea (Gazdzicki *et al.*, 2004).



**Figura 7.38.- A.-** Depósitos aluviales *braided* limo-arenosos (33, f) del cañadón Díaz a la altura del cerro Arañado. La escorrentía superficial, en este caso, es importante a pesar de la escasa altura (2-5 cm) que alcanza en los canales. En la margen derecha se aprecian los depósitos, ligeramente inclinados, de un abanico aluvial de la red secundaria (g). **B.-** Canal abandonado (34, d) por captura en punta Campamento que corresponde al antiguo trazado del arroyo de la Traición, a la derecha de su curso principal actual (33, f), originado por un proceso de captura fluvial, probablemente por retroceso en cabecera, de un pequeño arroyo que discurría por la actual desembocadura. El antiguo canal (34, d) está excavado sobre una terraza marina (59, m) elevada (+5-10 m). **C.-** Panorámica hacia el NO de la amplia llanura aluvial o fondo de valle del Cañadón Díaz, en la imagen constituida por los depósitos aluviales (33, f) arenosos (a la derecha), y por un amplio y plano abanico aluvial (35, g), formado por el colector procedente del cerro Arañado (izda.) en su confluencia con el aluvial principal. Dicho abanico desplaza el curso principal hacia el margen derecha que presenta un discreto escarpe (0,5-1 m) vertical por termoerosión. **D.-** El valle de las Focas corresponde a una amplia vallonada (300 m) de fondo plano, relativamente corta (700m) excavada a favor de una litología blanda como son las lutitas arenosas marrones (31, Fm la Meseta) y cuya ladera derecha aprovecha el contacto (margen N del paleovalle) excavado en los tramos superiores de las areniscas, más competentes, de la Fm Sobral (dcha.). Aparece rellena por un conjunto de conos y abanicos aluviales (35, g) dispuestos periféricamente en sus márgenes y varios aluviales (33, f) que hacen de colector principal. La larga cola de nieve que aparece en la imagen (no siempre presente) desvía el flujo hacia la izquierda reteniéndolo, hasta que por termoerosión, acaba excavándose el correspondiente túnel de drenaje.

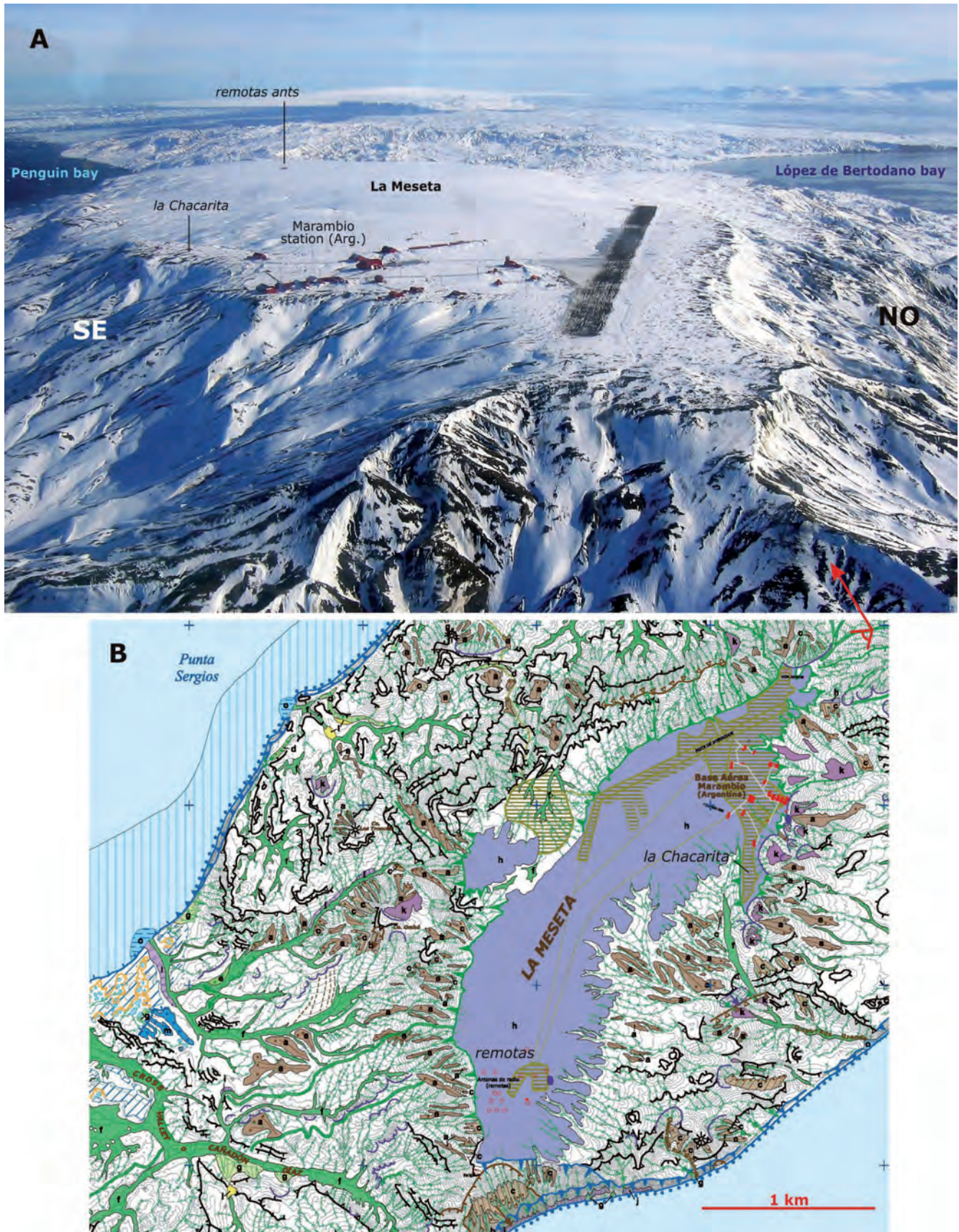
Se trata de depósitos clásticos muy heterométricos con desgaste variable, algunos con marcas de arrastre (estrías), inmersos en una matriz limo-arenosa abundante (Figs. 7.40B y 7.41) que se apoyan sobre una superficie aplanada, en detalle erosiva (Fig. 7.40C). El tamaño de los clastos oscila desde bloques erráticos (38) de cerca de 20 m<sup>3</sup> (Fig. 7.41D) hasta pequeños cantos rodados. Son de variada composición, reconociéndose rocas sedimentarias, metamórficas, plutónicas y volcánicas, procedentes tanto de la Península Antártica como de islas adyacentes, lo que indicaría un origen y transporte glaciar.

La superficie de La Meseta es prácticamente horizontal a lo largo de su sector más occidental, que es donde alcanza sus cotas más altas, entre los 211,5-210 m o los 205 hacia el SO; mientras que el resto de su superficie, entre los 210 y los 190 m presenta una ligera inclinación hacia el SE, con pendiente del orden del 0,45% (Fig. 7.40A). De igual modo la superficie asociada a la discordancia basal de los depósitos de la Fm Weddell presenta una inclinación similar pues, donde es visible y controlable topográficamente, aparece a lo largo del borde NO, aproximadamente entre

los 205-200 m de cota, mientras que en borde SE, entre las intermediaciones de la Base y el saliente de *la chacharita* discurre entre los 185-190 m (Fig. 7.39).

Dado el carácter pelicular del depósito, y que éste parece mantener, en general, un espesor relativamente constante, resulta evidente que es la propia superficie de erosión sobre la que se apoya dicho depósito, la que presenta esa misma inclinación. Esta suave inclinación da lugar a que el borde NO sea, en la mayor parte de su trazado, mucho más nítido, limitado por un escarpe pronunciado. hacia el SE en cambio (salvo en las proximidades de la base donde también es neto y escarpado), el borde es bastante irregular pues la red de drenaje va progresando sobre ese plano inclinado, degradando la superficie, encajándose y erosionando los depósitos de la Fm Weddell culminante (Figs. 7.39 y 7.40A).

En las secciones naturales reconocidas a lo largo de los bordes de La Meseta, se aprecia un aumento en la proporción de cantos y bloques hacia el techo del depósito, que en superficie se

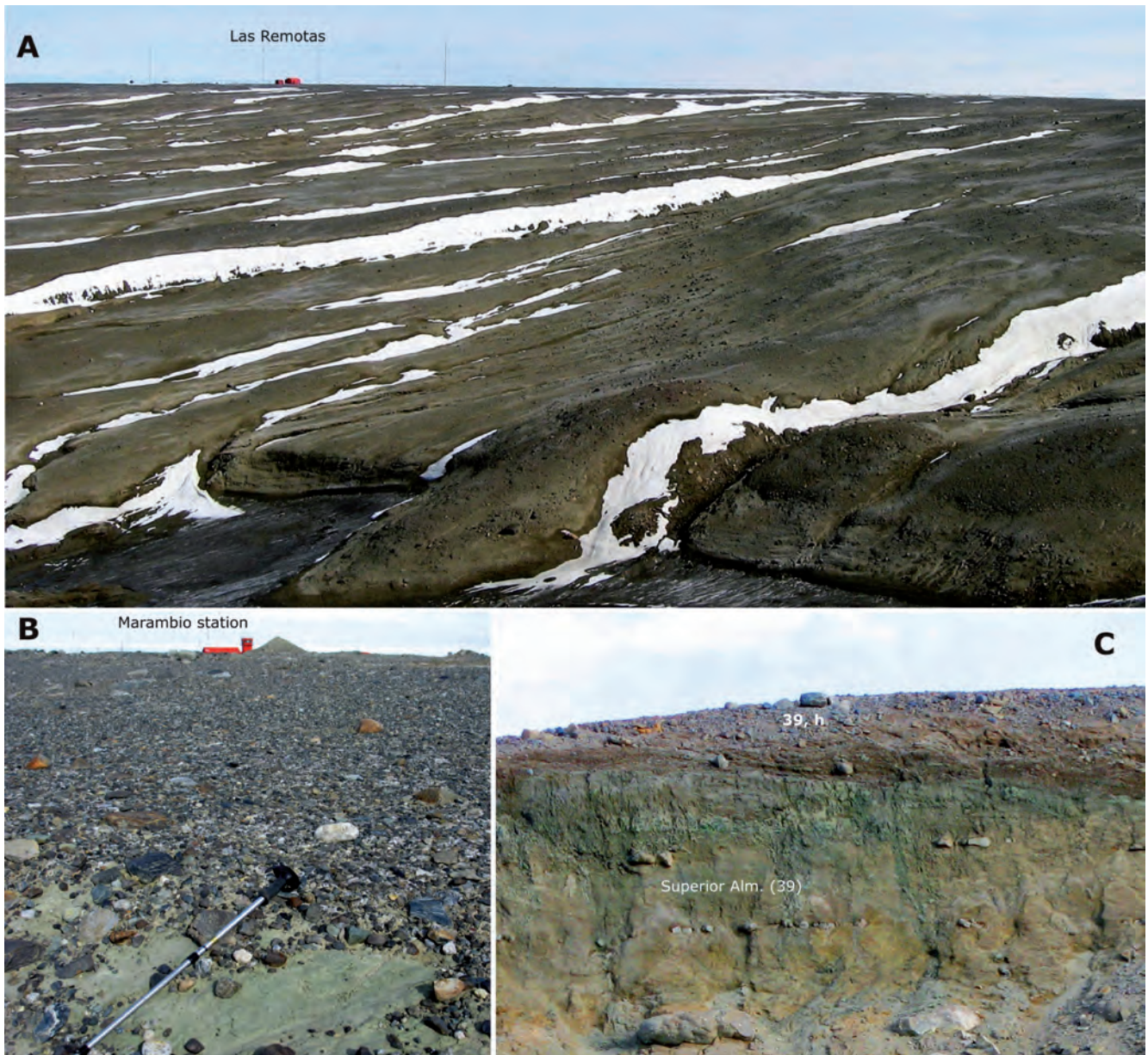


**Figura 7.39.- A.-** Vista aérea de las zonas más planas y elevadas (pista de aterrizaje) de la superficie de La Meseta después de una nevada hacia finales de la temporada estival (febrero). Al fondo *antenas remotas* (desmanteladas). Se marca bien la ruptura de pendiente neta y escarpada del borde NO, mientras que el borde SE sólo es neto en algunos tramos por la inclinación y degradación del plano somital de La Meseta. **B.-** Detalle de la cartografía geomorfológica del relieve de La Meseta y de su entorno, mostrando los diferentes depósitos y formas más destacables que aparecen en sus vertientes periféricas. Se muestra también, la extensión y distribución en los tres afloramientos cartografiados de los característicos depósitos glaciomarininos (39, h) de la Fm Weddell, que recubren la superficie culminante de la misma y los sectores más afectados por la actividad antrópica de la base Marambio.

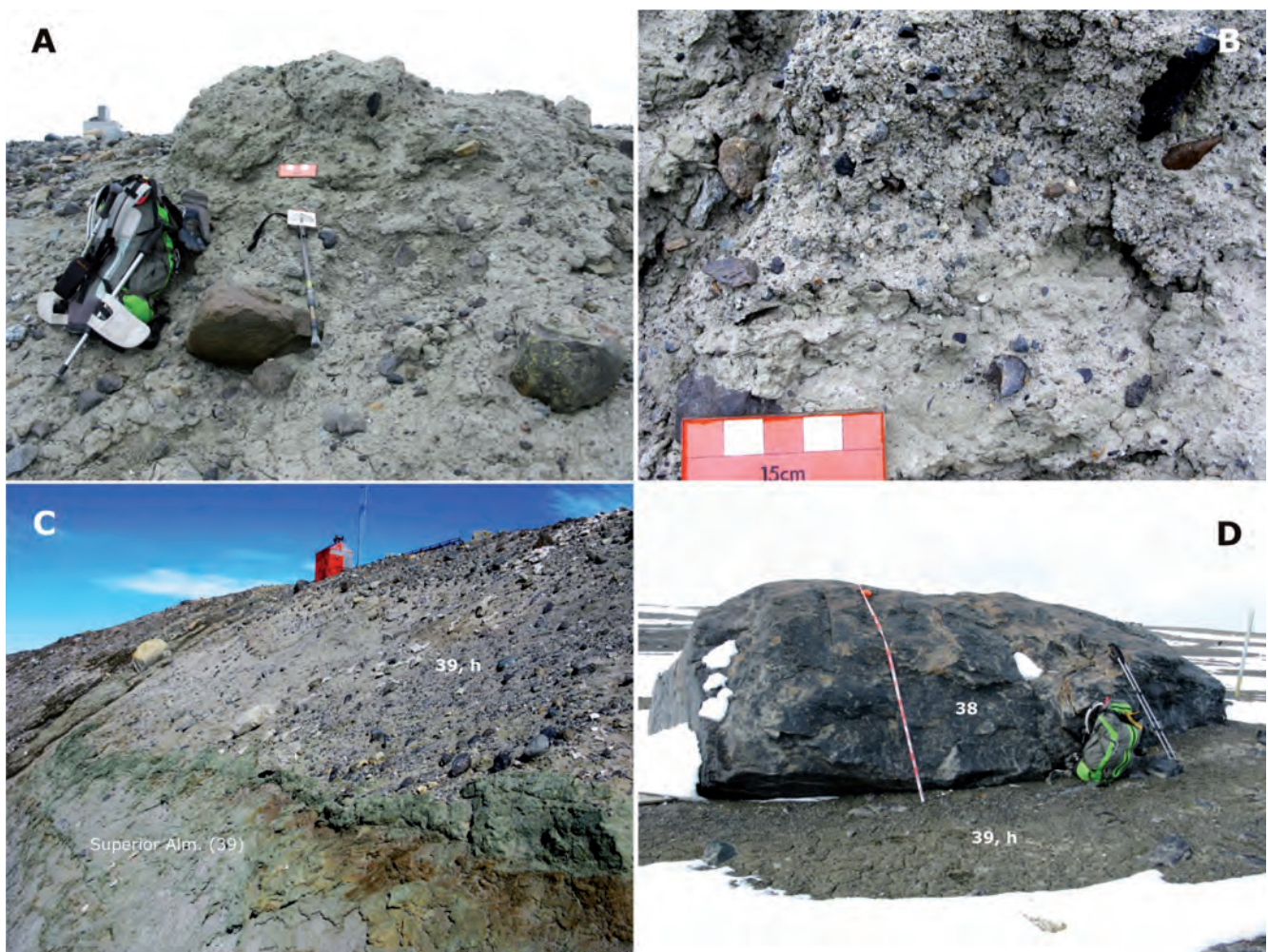
manifiesta como un auténtico pavimento de cantos o superficie de crioplanación (Fig. 7.40B). Su origen se debe por un lado, a la acción combinada de procesos post-sedimentarios de removilización y acumulación del material grueso hacia la superficie (*upfreezing*) dentro de la capa activa (0-60 cm de profundidad) del permafrost (Corte, 1982), con el desarrollo de suelos estructurados (Rinaldi *et al.*, 1978; Malagnino *et al.*, 1981), grietas y polígonos de cuñas de hielo de grandes dimensiones y domos (Corte, 1982), formas que no se han podido claramente identificar ni localizar. Por otro lado, esta selección del depósito, se debería también al lavado superficial y deflación de finos cuando la

superficie no está congelada ni cubierta de nieve. Sin embargo, en los perfiles observados, por debajo de este nivel superficial, el aspecto del sedimento (**h**) es totalmente diferente, mostrándose como un depósito matriz-soportado con gravas, cantos y bloques dispersos (Fig. 7.41A, B y C).

Dos de los bloques de mayor tamaño se han destacado del conjunto como bloques erráticos (38); el mayor de ellos se localiza hacia el extremo SO de La Meseta, cerca de las *antenas remotas*; corresponde a un gran bloque con forma paralelepípedica, constituido por esquistos negros con venillas de cuarzo y cuya



**Figura 7.40.-** A.- Panorámica hacia el SO (desde *la chacharita*) de la suave rampa (0,45%) inclinada hacia el Mar de Weddell (izda.) del sector meridional de La Meseta. La rampa coincide, en parte, con la inclinación de la superficie de erosión basal de los depósitos (**39, h**) de la Fm Weddell (41), favorecida por el buzamiento de los estratos subyacentes de la Fm Submeseta. La suave incisión, sobre estos depósitos, por una red fluvial sub-paralela a favor de la pendiente (consecuente), visualizada por la presencia de neveros en sus márgenes orientadas al norte, ha degradado de forma más o menos homogénea la superficie y sus depósitos. B.- Aspecto del depósito (**39, h**) que recubre la superficie de La Meseta y que estratigráficamente representa a la Fm Weddell. En este caso, el depósito corresponde, exclusivamente, al delgado pavimento superficial de cantos y bloques polimícticos, puesto que el sustrato limo-arenoso de color verdoso (glaucónítico?) debe corresponder a la impregnación que acompaña la superficie de erosión que trunca las capas más altas de la Fm Submeseta, tal como se ha observado en otros cortes. C.- Sección que muestra el depósito diamictítico (**39, h**) de la Fm Weddell (41) y su contacto claramente erosivo sobre el Alm. Superior de la Fm Submeseta (39, arenas limosas finas gris-amarillentas y concreciones con veneroides). Se puede apreciar igualmente, el color verdoso (glaucónítico?) que afecta a la parte superior de dicha unidad y que resulta truncado por la superficie erosiva, por lo que debe ser anterior. Sección situada unos 200 m al SO de *las cruces*, (memorial por los tripulantes fallecidos en accidente de helicóptero al colisionar con dicha vertiente de La Meseta).



**Figura 7.41.- A.-** Sección que muestra la parte superior de los depósitos (**h**) de la Fm Weddell (41). Este afloramiento aparece cartografiado coronando un pequeño y estrecho cerro aislado (202,5 m de cota), situado en el extremo NO de La Meseta, cercano a la cabecera de la pista de aterrizaje. El depósito con cerca de 3 m de espesor y en contacto (visible) sobre la Fm Submeseta (39), es una diamictita con cantos y bloques de diferentes litologías inmersos en una matriz limo-arenosa gris, con pequeños clastos angulosos. **B.-** Aspecto de detalle de A, con la matriz constituida mayoritariamente por limos grises con clastos dispersos que intercalan zonas con mayor proporción de arena y gravas subangulosas. **C.-** Sección del borde de La Meseta, junto al bloque principal cocina-comedor de la Base. Sobre el nivel de color verde (glauconítico?) que afecta Alm. Superior de la Fm Submeseta (39) se dispone el depósito diamictítico (**39, h**) de tonos grises de la Fm Weddell (41). La sección mide unos 3-4 m. **D.-** Aspecto del mayor de los bloques erráticos (**38**) (junto a los edificios de *las remotas*), señalado en la cartografía y que destaca sobre la superficie del *till* (**39, h**) de la Fm Weddell. Se trata de una roca de cerca de 20 m<sup>3</sup> (escala: 2m) que litológicamente corresponde a unos esquistos negros con segregaciones cuarzosas en finos niveles intensamente deformados.

litología es totalmente exótica respecto al entorno insular de Marambio, pero similar a otras reconocidas, pertenecientes al Grupo Trinity Península en la costa occidental de bahía Düse (Heredia *et al.*, 2005), en la propia Península Antártica. Es de destacar que otro gran bloque aislado, algo más pequeño pero de similar litología aparece sobre la superficie de La Submeseta (ver Fig. 7.76D) que plantea diversas opciones en cuanto a su aparición sobre dicha superficie y que serán discutidas dentro del apartado de morfogénesis litoral. El otro bloque errático que aparece sobre el *till* (**39, h**), aparece localizado en el mismo borde NO de La Meseta, junto al edificio principal de la base, y corresponde a un destacado bloque compacto de un granitoide oscuro de unos 5 m<sup>3</sup>, con forma elipsoidal y superficie redondeada (*bolo granítico*), actualmente fragmentado por crioclastia en uno de sus extremos.

### 7.3.6. Nival y periglacial

La isla Marambio se halla en zona de terreno congelado perenne y continuo (permafrost). Las medidas tomadas durante dos años en caleta Larsen, indican un temperatura media del suelo del orden de -6,6°C (Fukuda *et al.*, 1992) por tanto, desde el punto de

vista morfodinámico la isla está bajo el dominio periglacial con presencia de permafrost por lo que la actuación de los procesos ligados al hielo-deshielo alcanzan su máxima intensidad.

El permafrost o pergelisuelo se define como el espesor de suelo (terreno) o sustrato rocoso que permanece por debajo de 0° C, es decir congelado, más de dos años. Sin embargo, durante el verano se alcanzan temperaturas positivas del aire y con insolación importante el permafrost sufre un deshielo en su parte más superior. A esta zona del perfil que está afectada por continuos ciclos de hielo y deshielo estacionales se denomina capa activa o mollisuelo (*mollisol*). El límite inferior del permafrost se encuentra a una profundidad tal, en la que la temperatura del sustrato alcanza los 0° C como consecuencia del gradiente geotérmico de la Tierra. Los resultados de los diversos cálculos realizados indican que la base del permafrost se situaría entre los 200-250 m en la zona de La Meseta y los 34 m en la costa de la caleta Larsen (Fukuda *et al.*, 1992; Borzotta y Trombotto, 2004).

De acuerdo a las condiciones de formación del permafrost se pueden diferenciar dos crioformaciones o tipos: un permafrost

epigenético, que se ha formado antes de la actuación de cualquier otro proceso exógeno modelador y desarrollado por tanto, sobre secuencias sedimentarias preexistentes; y un permafrost singenético, que se forma simultáneamente con otros procesos exógenos, afectando a depósitos sedimentarios superficiales y más recientes. El mapa geocriogénico de isla Marambio (Ermolin, 2009) muestra una distribución estimada de ambos tipos, llegando el tipo epigenético a ocupar alrededor del 87% de la superficie de la isla. Durante el invierno, en isla Marambio el suelo está congelado, por lo que el permafrost llega hasta la superficie, donde incluso aparece protegida por una cubierta de nieve, por lo que los procesos erosivos (denudativos) son inexistentes. Durante el corto verano austral, el hielo contenido en la capa más superficial del permafrost se descongela, provocando el descenso de la superficie helada hasta una profundidad variable en el perfil del suelo, que puede alcanzar de 0,5 a 2 m. La fusión del hielo contenido en esta capa activa, puede determinar la presencia en el perfil de una incipiente zona saturada en agua (acuífero) por encima del permafrost (Silva *et al.*, 2000; Silva, 2009).

La descarga de este acuífero libre es uno de los principales aportes de agua líquida a los arroyos cuando el nivel piezométrico es disectado por la topografía de los cauces y entonces, el acuífero tiene un comportamiento *efluente* descargando a la red superficial, al menos en aquellas zonas de topografía plana y suave, donde no se originan acumulaciones importantes de nieve. Sin embargo, en otras muchas zonas como en valles asimétricos, o donde existen nichos de nivación, es evidente que la escorrentía superficial se origina a partir de la nieve acumulada en ellos, sobre todo cuando el suelo está totalmente congelado e impide la infiltración del agua liberada por la fusión de la nieve.



**Figura 7.42.-** Regolito o *crioluvium* superficial (amarillento) de hasta 0,5 m de espesor. Este regolito diferenciado nítidamente del sustrato rocoso (ver superficie de estratificación), puede llegar a confundirse con un depósito de ladera o coluvión. Este regolito se forma por los intensos y repetitivos procesos de meteorización física (crioclastia o gelifracción) y química, con hidratación e hinchamiento de minerales arcillosos afectados por la capa activa del permafrost y que conducen a la desagregación superficial de las rocas. Con cierta pendiente, este regolito puede sufrir desplazamientos peliculares ladera abajo (*creep*).

El sistema nival-periglacial, con amplias variaciones tanto diurnas como estacionales de temperatura y humedad del suelo, con repetitivos ciclos de hielo-deshielo, y al que se asocia la presencia del permafrost con descongelamiento estacional de su capa más superficial, resulta ser una de las principales morfogénesis

generadoras de acciones meteóricas físicas o mecánicas (crioclastia, hidroclastismo) y químicas (hidratación), sobre los demás procesos de ataque y desagregación de las rocas, siendo por tanto, la meteorización (Fig. 7.42) un fenómeno fundamental para la futura evolución del relieve y precursora de los ciclos de erosión, transporte y sedimentación que acaban modelando el paisaje. El resultado de la actividad de los diferentes procesos de meteorización anteriormente mencionados se pone en evidencia por la disgregación granular y fracturación de las rocas. La meteorización resulta especialmente intensa y efectiva en los nichos de nivación (Fig. 7.43) y en los termocircos, que a su vez también funcionan como fuente de escorrentía superficial resultante de la fusión de las acumulaciones nivales.

Generalmente este descongelamiento estacional del permafrost comienza en noviembre, coincidiendo con la fusión de las acumulaciones nivales invernales (Fig. 7.44) y se prolonga hasta finales de febrero o principios de marzo, cuando nuevamente se vuelve a establecer un congelamiento estable, aunque puede variar según las condiciones meteorológicas del año (Ermolin, 2009). El espesor de esta capa activa es muy variable, dependiendo, entre otros factores, del relieve y de las condiciones climáticas; su máximo se ha medido en las pendientes suaves del N y NO y en replanos de terrazas marinas variando entre los 1,5-1,8 m, mientras que los valores mínimos, de entre 0,4-0,45 m, corresponden a la superficie de La Meseta (Ermolin y De Angelis, 2002; Ermolin y Skvarca, 2004).

En ambientes periglaciares, los procesos de reptación por helada (*frost creep*) y la geliflujión (flujo producido por la fusión del hielo) relacionados con los ciclos hielo-deshielo, y que afectan a la parte superior del permafrost, son importantes y se producen en casi todas las laderas de materiales no consolidados, incluso con pendientes extraordinariamente bajas. Esto hace que las laderas evolucionen mediante la combinación de procesos gravitacionales que modelan las vertientes (geliflujión, criopedimentación, movimientos en masa, etc.) y, cuando la escorrentía superficial se concentra por procesos de lavado e incisión. La geliflujión está reforzada por la presencia de la capa inferior del suelo permanentemente helado, que impide la percolación vertical del agua de la capa activa, mantiene la saturación provocada por la fusión del hielo y la nieve en la capa activa y, favorece su movimiento lateral a favor de la pendiente. La geliflujión está fuertemente influenciada por la granulometría puesto que a mayor tamaño, son más porosos los materiales, facilitando un rápido drenaje que no favorece el flujo saturado. Los materiales finos sin embargo, retienen el agua y facilitan este tipo de movimientos.

La acción de la nieve, con un volumen más bien escaso de precipitaciones, hay que contemplarla dentro del ambiente periglacial. Se corresponde con una actividad más bien lenta, denudativa, relacionada con la fusión de acumulaciones de nieve (neveros) más o menos permanente y que por tanto, permanecen estáticas sobre el relieve en determinadas zonas, donde se desarrollan todo un conjunto de procesos conocidos como nivación, y cuyo efecto geomorfológico más destacado son los nichos de nivación. La nivación consiste en la acción combinada de la gelifracción (crioclastia), geliflujión, *creep* de helada, y el lavado o escorrentía superficial resultante de la fusión de estas acumulaciones de nieve.

Los fuertes vientos transportan y redistribuyen la nieve, acumulándola en zonas protegidas o de *sombra*, a sotavento de los obstáculos como pueden ser determinadas laderas, escarpes, crestas o *gullies*. En verano, y sobre todo en aquellas zonas expuestas



**Figura 7.43.- A.-** Nicho de nivación métrico sobre un sustrato de arcillas con estructura *pop-corn*, típica de arcillas hinchables. Se aprecia la progresiva profundización y el retroceso del escarpe por flujos de barro originados por fusión de la nieve y la humectación del sustrato. **B.-** Nichos de nivación (40) de tamaño mediano ( $\leq 10\text{m}$ ) desarrollados sobre vertientes orientadas al NNO en la *Unidad de Relieve 1* correspondiente a "Lomas y Valles sobre la Fm López de Bertodano" (Fig. 7.9).



**Figura 7.44.- A.-** Acumulación de tierra y bloques depositada sobre el borde lateral de un fan delta, al pie del escarpe (paleoacantilado) orientado al NE, en el extremo NO de La Submeseta. Este depósito corresponde a un conjunto de flujos (43) originados en la parte alta del escarpe. La descongelación de la capa activa del permafrost, junto con su saturación en agua por la fusión parcial de la nieve acumulada a sotavento y la propia pendiente del escarpe, han desencadenado el flujo en masa rápido de las coladas de barro y bloques (*debris flow*) canalizados a favor de los regueros (*gullies*). **B.-** Sucesión de cortos regueros por donde se canalizan flujos hídricos con elevada carga de finos que se acumulan al pie de los mismos formando pequeños abanicos areno-limosos. El flujo se produce al fundirse la nieve acumulada por encima en los nichos incipientes de nivación.

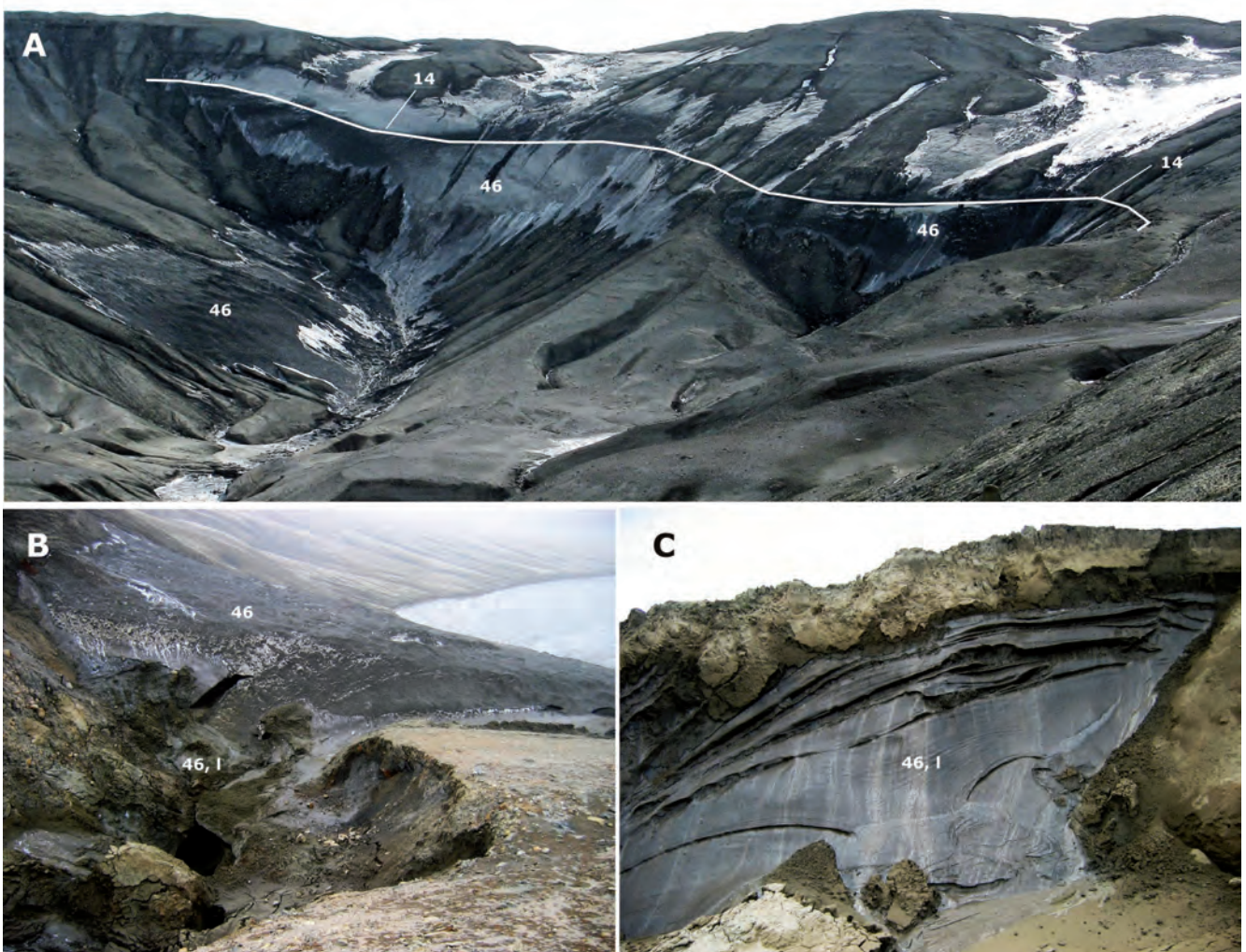
al sol, esta nieve funde, se adelgaza o desaparece generándose los nichos o circos de nivación y los valles asimétricos. La acción combinada de acumulación de nieve y sedimentación eólica de partículas minerales originan los depósitos crio o niveoeólicos (46, I), muy frecuentes en los heleros semipermanentes (Fig. 7.55). Otras veces los limos y arenas eólicas (49, I) quedan atrapadas sobre las superficies húmedas, preferencialmente en el fondo de los valles y *gullies*. La fusión diferencial de la nieve o de los *icings* con un apreciable contenido en sedimento eólico o atrapado en la capa superficial húmeda, dan lugar a una topografía irregular efímera, de pequeños montículos y depresiones (Fig. 7.55B).

Como consecuencia de la acumulación de nieve en determinados lugares y su posterior evolución temporal, se generan los nichos de nivación (nivation hollows). Los nichos, representados mediante la simbología de su escarpe de cabecera (40), comienzan como pequeñas depresiones de tamaño métrico con un escarpe o anfiteatro arqueado en su parte superior (Fig. 7.43). Los nichos de nivación se desarrollan preferentemente en la parte alta de laderas y en escarpes orientados principalmente al N y NE, situados a sotavento de los vientos dominantes (procedentes del SO), donde se acumula la nieve.

Las dimensiones y la profundidad de los nichos son muy variables; con el tiempo van evolucionando alcanzando mayores dimensiones, denominándose en este caso también *termocircos* (Gutiérrez Elorza, 2008), (Fig. 7.46B y C).

Al pie de los nichos de nivación es frecuente el desarrollo de una ladera de suave pendiente o "*criopedimento*" que facilita la escorrentía y evacuación de los detritos hacia el cauce principal (Fig. 7.46A). La presencia de permafrost es la causa de que muy a menudo evolucionen ampliándose lateralmente más que en profundidad, puesto que sólo la capa activa es afectada y removidos los finos por la incipiente escorrentía originada por la fusión, además, en la parte central, la acumulación nívea protege e inhibe los procesos de hielo deshielo en la capa activa del suelo.

Con la subida estacional de las temperaturas tiene lugar la fusión del manto nival y la descongelación de la capa activa del permafrost y los suelos limosos se saturan de agua. Por el día, el agua de fusión penetra en el sustrato y cuando las temperaturas vuelven a bajar por debajo del punto de congelación, (fundamentalmente por la noche), se produce la meteorización por helada (gelifración o crioclastia). Con la saturación de agua la capa activa



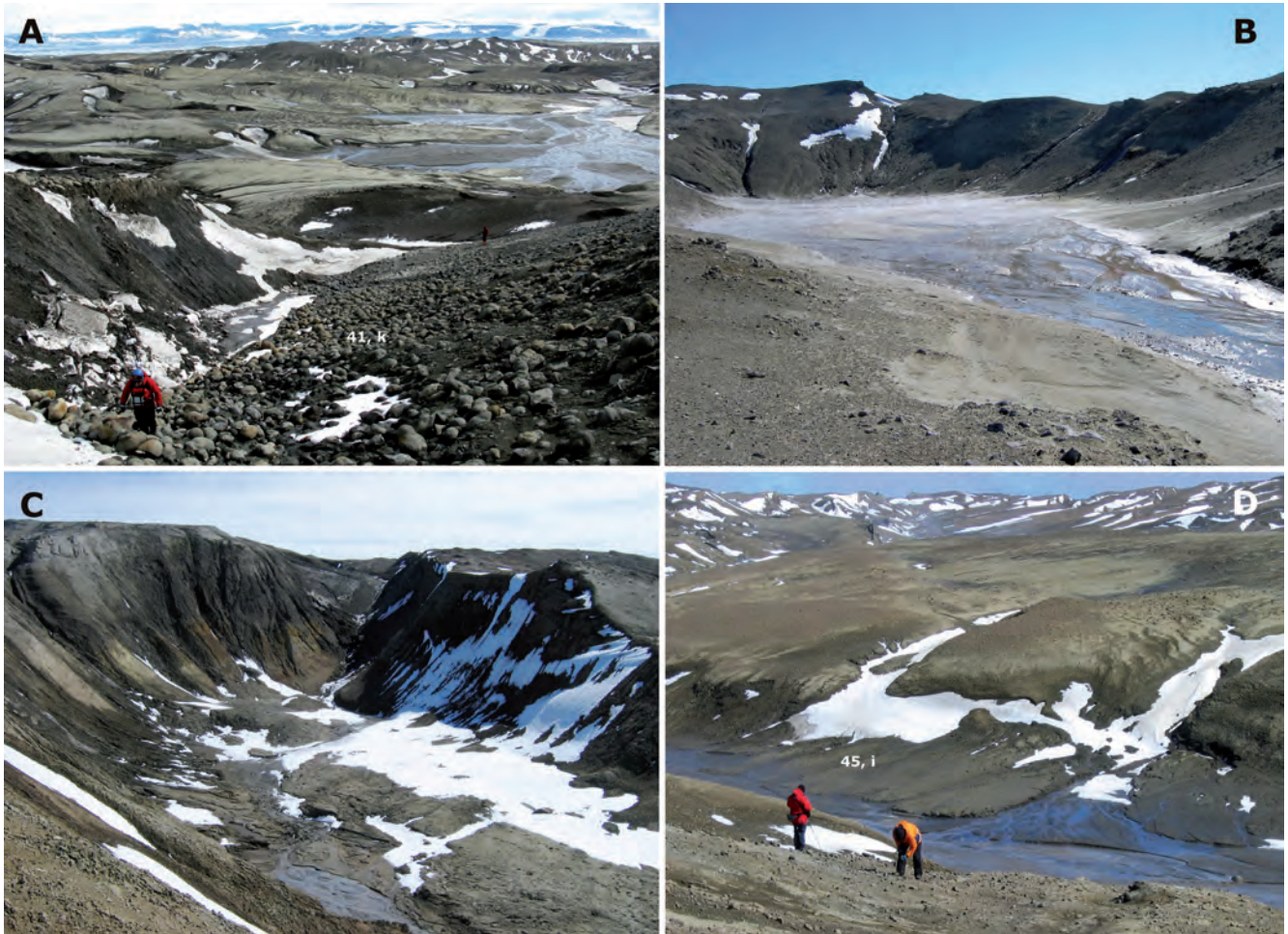
**Figura 7.45.- A.-** Vista hacia el O del tramo medio de la quebrada Grande, desde La Submeseta. Se aprecian los restos de heleros residuales (46) emplazados en dos de los grandes circos de nivación (40) sobre la vertiente SE de La Meseta y que marcan un cambio brusco en la pendiente (14) de dicha ladera. **B.-** Colapso termokárstico de una acumulación crio-eólica (46, I) de *hielo sucio* que taponaba la salida del arroyo del Arañado hacia el cañadón Díaz. El hielo está cubierto en gran parte por acumulaciones eólicas y depósitos de *debris* procedentes de las vertientes (Fm Cross Valley-Wiman). En su desembocadura a la llanura aluvial del Cañadón Díaz, se forma un gran abanico muy plano (ver Fig. 7.38C). **C.-** Detalle del afloramiento del hielo enterrado de la Fig. 7.55B. Constituye una acumulación crio-eólica estratificada (46, I) que supera los 7 m. Se trata de un hielo enterrado (secundario) singenético, formado dentro de un cauce aluvial (*icing*, congelamiento estacional superficial de la corriente de agua), que bloqueó la escorrentía y al que se le han ido superponiendo diversas acumulaciones nivales (*firm*) y eólicas.

puede alcanzar gran plasticidad, dando lugar a un desplazamiento lento pendiente abajo, tipo *creep* (Fig. 7.47A y B) y a procesos de *gelifluxión* (43) más o menos generalizados (Fig. 7.47D) y, en ocasiones, a movimientos en masa, tales como *debris flow* y *mud-flow* (Fig. 7.47C). En los nichos de nivación, si la fusión es importante y el sustrato ya está saturado, además de esos procesos, el transporte de material meteorizado tiene lugar por escorrentía superficial y subsuperficial en forma de sólidos en suspensión. Las partículas finas, si la fusión es importante, son arrastradas por la escorrentía y depositados en forma de pequeños abanicos (Figs. 7.44B y 7.46D).

El lavado diferencial de todo este material fino del fondo de los grandes neveros o termocirco puede dar lugar a una importante concentración de material grueso existente en el sustrato, generalmente constituido por las propias nodulizaciones del mismo, que al estar cementadas resisten mejor la meteorización (Fig. 7.46A). Estos depósitos residuales basales de fusión de nevero (41, k), recuerdan en cierto modo, a las morrenas de desintegración dejadas por los glaciares tras la fusión del hielo inactivo, sin que tengan nada que ver con los cordones de nivación o *protales ramparts* (Gutiérrez Elorza, 2008).

Los nichos de nivación también evolucionan ampliándose lateralmente por los márgenes, donde la fusión y la crioclastia son mayores, pues hacia el interior, la mayor cantidad de nieve acumulada inhibe el proceso de hielo-deshielo, y por tanto de la meteorización y lavado del sustrato. Debido al retroceso en cabecera de los nichos, al pie de los mismos se puede llegar a formar una ladera o aterrazamiento de suave pendiente (Fig. 7.46D), la conjunción lateral de varios nichos originan una sucesión de criopedimentos o terraza de nivación, que, en muchos casos, es difícil de diferenciar de las auténticas terrazas fluviales. La presencia de nichos de nivación en una de las laderas de un valle y su ausencia en la otra, y la consiguiente evolución de los mismos, tal como se ha descrito, da como resultado el que se desarrollen valles con vertientes asimétricas, siendo más tendidas en el lado de los nichos, aunque ésta no es la única posible causa de la asimetría. Cuando la nieve acumulada en el interior del nicho perdura el tiempo suficiente como para transformarse en hielo, se forman heleros permanentes residuales (46) que son como pequeños circos glaciares embrionarios (Figs. 7.45A y 7.48).

Otras morfologías menores específicas de ambientes periglaciares con presencia de permafrost, pero muy llamativas, se desarrollan



**Figura 7.46.-** **A.-** Depósito residual grueso de concreciones de areniscas (41, k) acumuladas en la base de un gran nicho de nivación (40), una vez fundida la nieve y arrastrados los finos por la escorrentía de fusión (frente de la cuesta de Sobral, cerca del Filo Negro). **B.-** Circo de nivación (40) de grandes dimensiones (150 m ancho x 30 m profundidad) orientado hacia el SE, con paredes escarpadas, fondo muy plano con depósito de finos; desarrollado sobre sedimentos cretácicos al S del Filo Negro. En la imagen, con fuerte insolación y ya con poca nieve, sirve de cabecera de una limitada escorrentía superficial temporal. **C.-** Cabecera de la quebrada Turco, que corresponde a un gran circo de nivación (40) de escarpadas vertientes que solía alojar un helero permanente (46) importante (mapa topográfico de 1995), pero que en la foto (enero 2006), prácticamente ha desaparecido, salvo una pequeña porción al fondo. No obstante sigue acumulando precipitación nival que al fundir, origina la escorrentía superficial de la quebrada. **D.-** Sucesión de pequeños abanicos aluviales solapados en la desembocadura de cursos secundarios ortogonales al principal, por fusión de la nieve acumulada en dichos cauces. Dichos depósitos junto con los originados por las acumulaciones nivales en el escarpe del curso principal, acabaran por elaborar un sediaplano lateral o terraza de crioplanación (45, i).

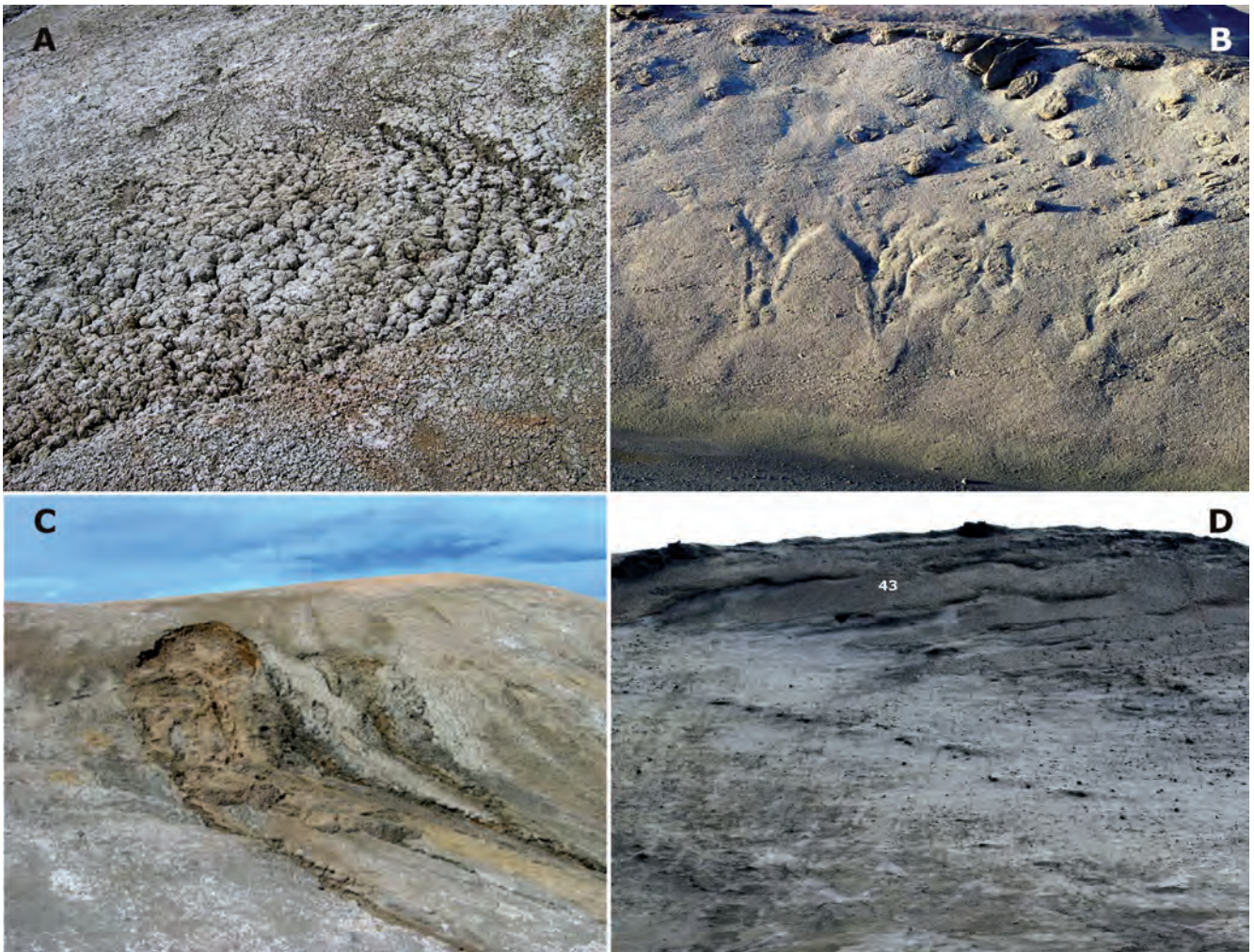
fundamentalmente sobre superficies horizontales. Consisten en la formación de grietas originadas por contracción térmica en suelos helados que se comportan como un sólido rígido.

En las grietas originadas en invierno, penetra el agua de la capa activa procedente de la fusión de la nieve en la temporada estival y se vuelve a congelar en la parte inferior permanentemente helada. Cada invierno, la rotura o agrietamiento por congelación se repite a lo largo del plano inicial de debilidad de la cuña de hielo y cada verano se forma una nueva lámina de hielo, por lo que ésta va ampliándose, alcanzando mayores dimensiones. La repetición del proceso durante cientos de años acaba formando una masa de hielo en forma de huso o de cuña de hielo bastante puro, con un característico bandeado o foliación vertical. Estas grietas pueden organizarse en figuras poligonales cerradas que normalmente se organizan en redes con mallas de dimensiones variables.

Las grietas con cuñas de hielo, cuando están bien desarrolladas, pueden alcanzar desde varios cm hasta más de 1 m de anchura en superficie y seguramente varios metros de profundidad. Corte (1982), es el primer autor que identifica grietas de contracción térmica de más de 120 m de longitud y polígonos de grandes dimen-

siones (10x10 m; 20x30 m), sobre el *cono de acarreo de Larsen* (abanico deltaico de caleta Larsen, 69, o), mediante foto aérea y en el terreno. Las grietas formaban surcos que en superficie alcanzaban los 0,5 m de anchura, indicando la probable presencia de una cuña de hielo de por lo menos 1 m en su interior, existencia confirmada con posterioridad. Fukuda *et al.* (1992) describen sobre lo que ellos consideraron la terraza baja de Larsen (a unos 3-5 m de cota), todo un sistema de agrietamientos entrecruzados formando un patrón tipo cuadrilátero con intersecciones predominantemente ortogonales, y menos frecuentemente, también formando ángulos agudos y obtusos. Estas grietas, en realidad consisten en estrechos surcos (*trough*) lineales sobre la superficie, de longitud decamétrica y con surcos de diferentes anchuras como los transversales mostrados en la Fig. 7.49, formando lo que se conoce como *polígonos de tundra*. El sondeo realizado sobre uno de estos surcos, proporcionó un testigo de hielo de 5 cm de diámetro con las típicas fisuras verticales formadas en la bisectriz de la cuña de hielo y que implicarían la rotura o agrietamiento activo de la cuña de hielo bajo las presentes condiciones climáticas.

Las lecturas de temperatura realizadas durante dos años (Diciembre 1987-Enero 1990) en el propio sondeo indicaron una tem-



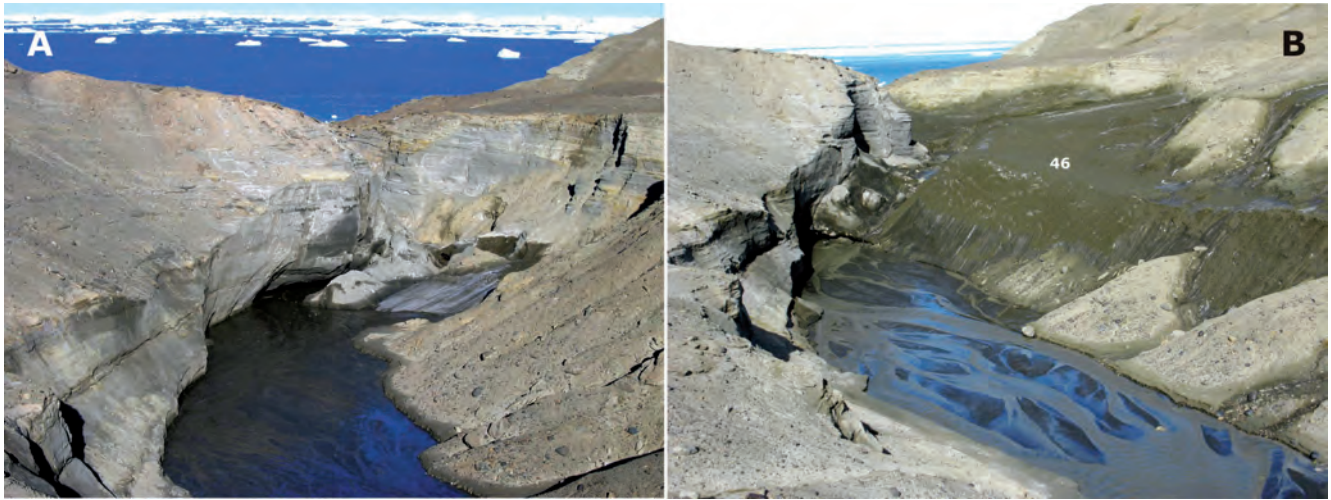
**Figura 7.47.-** **A.-** La fusión de un pequeño nevero sobre un sustrato con elevado contenido de arcillas, aún con poca pendiente, desencadena inicialmente una fluencia lenta (geliflujión) (43) de la capa más superficial del terreno con desarrollo de grietas de tensión en la cabecera que suele evolucionar a un deslizamiento traslacional, tipo colada de barro (*mudslide*) o flujo de tierras (*soil flow, mudflow*) bastante rápido, según el contenido en agua de los materiales. **B.-** Varios lóbulos de geliflujión evolucionando a *debris flow* en una pequeña ladera compuesta de cornisa y talud, recubierta por derrubios del nivel guía *Cucullaea 2*, (base del Alm. *Cucullaea II*) procedentes del resalte superior. **C.-** Pequeño deslizamiento reciente tipo *mudflow*, afectando al manto de alteración (capa activa) desarrollado sobre materiales areno-arcillosos de la Fm Cross Valley-Wiman. Aparece localizado en la parte alta de una vertiente bastante inclinada. Se aprecia la típica cicatriz subcircular de coronación. El deslizamiento tuvo lugar después de que se fundiera la nieve acumulada en un incipiente nicho de nivación. **D.-** Ladera con procesos de geliflujión (43) en su parte alta, en la vertiente S del cortejo de diques de cabo Bodman. Las hojas o lóbulos de geliflujión son estrechos y alargados, formando una sucesión de *mantos* escalonados que se han desarrollado favorecidos por la existencia de un sustrato margoso (unidad geológica 5), buzando a favor de la pendiente y recubierto, en la parte superior, por derrubios de gelifractos volcánicos procedentes de la cresta (dique) culminante.

peratura media anual del suelo de  $-6,6^{\circ}\text{C}$  y un espesor máximo de la capa activa de unos 60 cm. El gradiente de temperatura media anual se determinó en  $0,19^{\circ}\text{C}$  asumiendo un estado estable de las condiciones. La extrapolación de este gradiente a las capas inferiores del permafrost indicaría que la temperatura de  $0^{\circ}\text{C}$  (base del permafrost), se alcanzaría a una profundidad de unos 34 m. Las dataciones de C14 obtenidas por Omoto (1990) a partir de restos de algas enterradas en esta terraza (59, p), una vez realizadas las correcciones pertinentes, proporcionaron para las mismas edades de  $2090\pm 90$  años BP y de  $2910\pm 120$  años BP, y por tanto, para el depósito que las contiene. Asumiendo un espesor de permafrost de unos 30 m para esa localidad, estimaron una tasa de crecimiento (profundización) del permafrost en esta terraza inferior de unos  $0,01-0,015$  m/año.

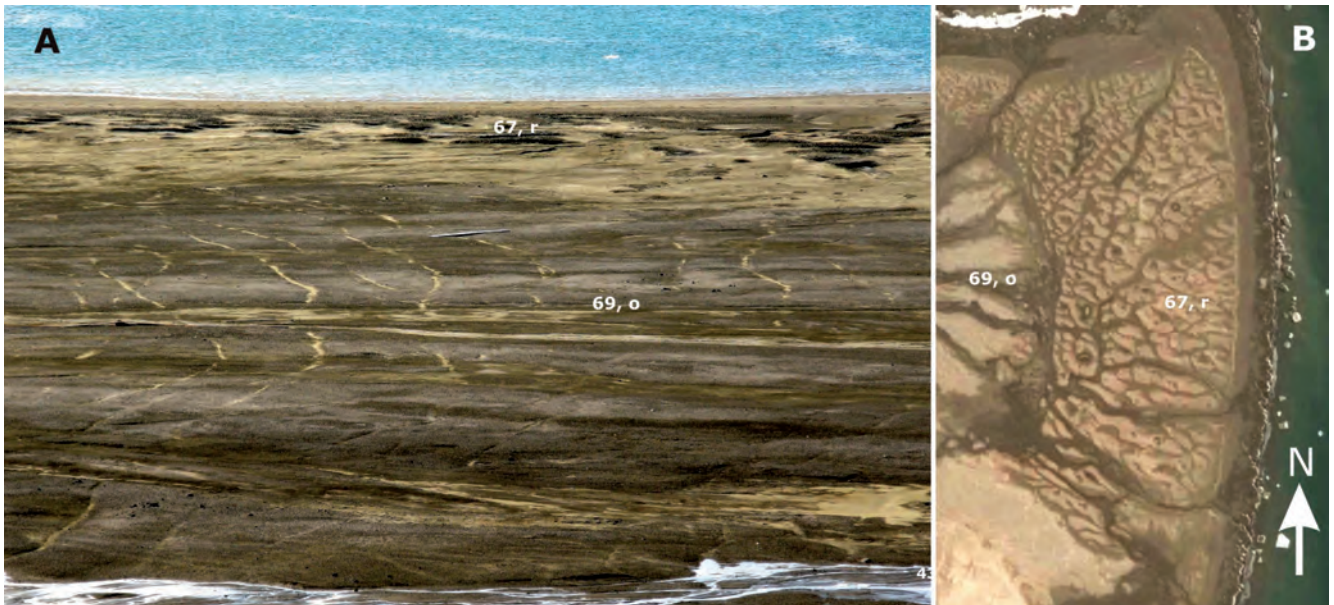
El permafrost no es totalmente impermeable, y en materiales de cierta permeabilidad el agua subterránea puede fluir por efecto de la gravedad. Allá donde este flujo se vuelve a congelar, se origina un *hielo intrusivo* en forma de venas o lentes. Algunos cuerpos de hielo intrusivo deforman hacia arriba la superficie del suelo

a modo de domos que se denominan *pingos* (colinas, en lengua esquimal). Los pingos forman pequeñas elevaciones dispersas con núcleo de hielo en su interior, que se elevan por encima de la llanura; presentan vertientes bastante pronunciadas y con frecuencia sobrepasan los  $20^{\circ}$  de inclinación. El material que los recubre suele estar constituido por detritos sueltos, porosos como son arenas y gravas o limos. El arqueamiento del terreno causa una dilatación del mismo, que puede dar lugar a un conjunto de grietas de expansión. Si éstas grietas son muy abiertas, puede llegar a exponerse y fundirse el hielo infrayacente, colapsando la parte superior del pingo, originándose una depresión subcircular con forma de cráter, a menudo con agua en el interior.

En caleta Larsen, Corte (1982) también identificó domos y colinas que asimiló a pingos de unos 70-100 cm de altura, algunos redondeados y otros con forma alargada y que, en algunos casos, aparecen colapsados por termocarst. En nuestra interpretación, estas formas que constituyen pequeños relieves de techo aplanado, aislados entre canales conectados, corresponderían inicialmente a las barras o dunas y canales, propios de una llanura intermareal



**Figura 7.48.-** Imágenes de la quebrada del Muelle (Submeseta) en dos momentos temporales y aproximadamente en la misma posición. **A.-** Año 2006. Sobre la margen derecha se observa al fondo, una zona escarpada con un pequeño helero en su base, más a la derecha (aguas arriba), se aprecia una vertiente recta, algo incidida y cubierta de derrubios ladera. **B.-** Año 2015. Sobre el mismo margen se ha formado un gran nicho de nivación con helero residual (46), ocupando toda la zona inferior escarpada. El helero se prolonga por la parte superior de la misma vertiente, encajándose en ella y dejando en su parte inferior la antigua ladera con depósitos (ladera relicta) formando facetas triangulares. Éstas quedan individualizadas entre los regueros incididos originados por la fusión (parcial) del helero.

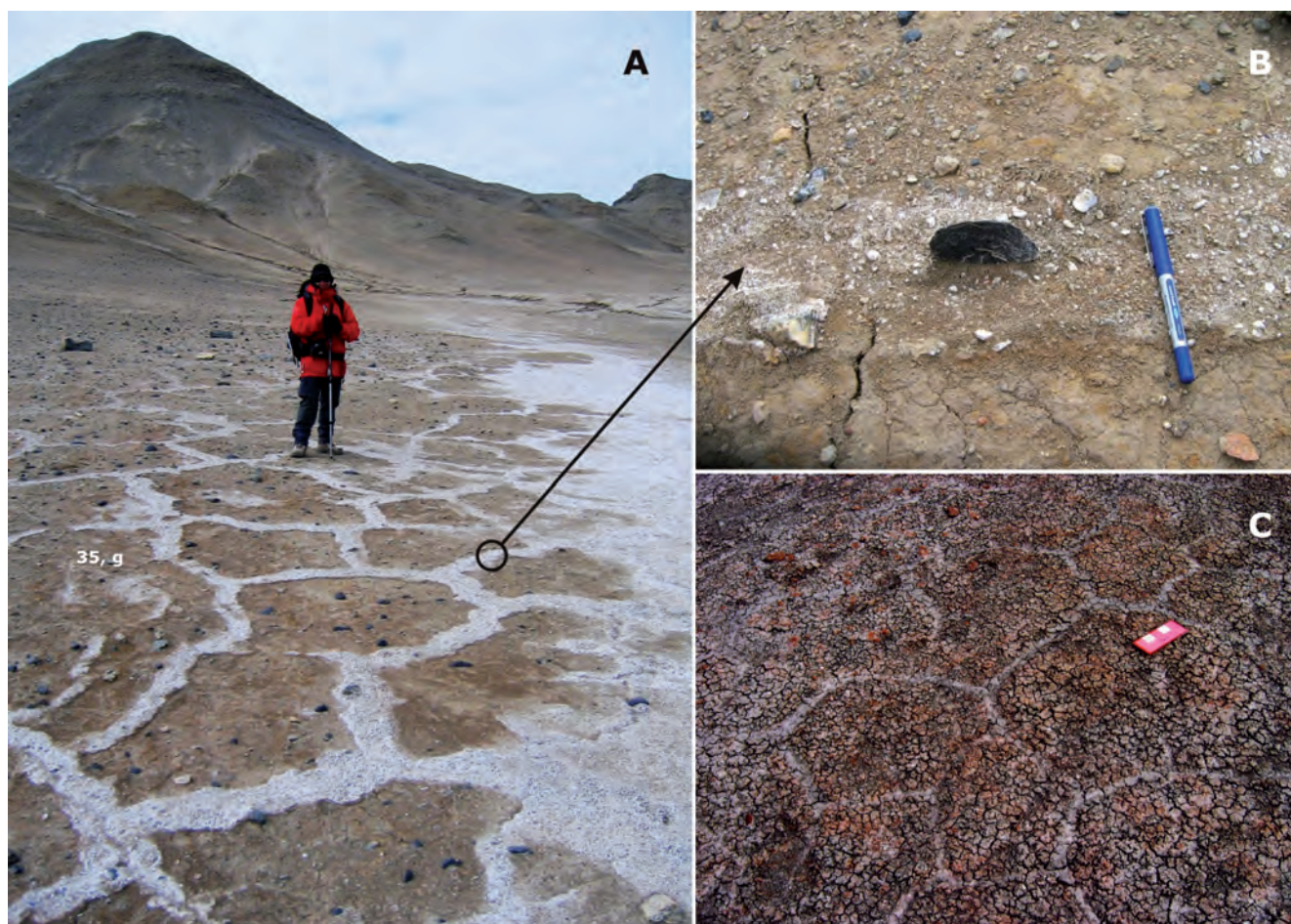


**Figura 7.49.- A.-** Vista hacia el NE, desde el borde norte de La Submeseta, de un sector de la flecha litoral de caleta Larsen. Sobre la superficie del mayor abanico deltaico (69, o) que forma parte de la flecha (Fig. 7.67A). Se aprecia un conjunto de surcos transversales sobre la superficie del abanico de color más claro debido al relleno superficial de arena y limo eólico, y que evidencian la presencia de grietas con cuñas de hielo (*ice-wedge cracking*, Fukuda *et al.*, 1992). Estos surcos alcanzan anchuras de hasta 0,5 m y longitudes que superan los 200 m (imagen de enero 2015). **B.-** Detalle de imagen satelital (*Google Earth*, octubre 2016) de la llanura mareal arenosa (67, r) (Fig. 7.67) mostrando la morfología *rugosa* alternante de barras y surcos (Fig. 7.68D). Sobre algunas de estas barras se aprecian depresiones circulares que deben corresponder a núcleos de hielo colapsados, lo que indicaría que gran parte de estos pequeños relieves puedan considerarse como *pingos*.

arenosa desarrollada sobre la flecha que encierra la caleta (Fig. 7.49B). La propia litología arenosa de las barras, saturada de agua, permitiría el posterior crecimiento de los núcleos de hielo en su interior, con la consiguiente acentuación del relieve de la barra original para originar un auténtico pingo. Los pingos de la caleta Larsen, deben haberse formado en un sistema abierto (Holmes *et al.*, 1968), originado por presión hidrostática, que resultaría de la diferencia de altura entre la parte apical del abanico, y la parte distal más baja, correspondiente a la llanura (deltaico) de marea.

Las figuras poligonales (44) más frecuentes identificadas en Marambio, observadas sobre materiales, en general de fina textura

suelen ser de tamaño métrico o inferior, en determinados casos con los bordes ligeramente deprimidos respecto a la zona central ligeramente abombada, lo que facilita el desplazamiento (*pip-krake*) de los pequeños clastos hacia los bordes remarcando la forma poligonal, llegando a originarse polígonos clasificados (Fig. 7.51A y B); incluso algunos clastos acaban introduciéndose en la grieta adoptando disposición vertical (Fig. 7.51A y B). En algunos ejemplos de redes poligonales, éstos son más visibles por la presencia de eflorescencias o encostramientos "salinos" blanquecinos (Figs. 7.50A y 7.51D). Kato *et al.* (1990) ya señalaron la presencia en Marambio de altas concentraciones de  $\text{CO}_3\text{Ca}$  y  $\text{SO}_4\text{Na}_2$  en cuñas de hielo, debido a que el agua de fusión que se percolaba dentro de las grietas, tenía lugar bajo unas condiciones



**Figura 7.50.- A.-** Formas poligonales métricas (**44**) resaltadas por las eflorescencias salinas blancas de sus bordes. Aparecen en la parte distal muy plana de los abanicos o conos aluviales (**35, g**) del piedemonte de la vertiente N del Valle de las Focas. En este caso, la intensa deflación eólica rebaja el interior de los polígonos, resaltándose ligeramente los encostramientos salinos. **B.-** Detalle de una de las grietas rellena de sedimentos algo más gruesos y porosos que el sustrato, y con un clasto pizarroso en posición vertical (rotulador, 14 cm). **C.-** Red poligonal submétrica (escala 15 cm) sobre un sustrato compuesto por areniscas gruesas y microconglomerados de clastos volcánicos intensamente alterados a arcillas (19, Fm Cross Valley-Wiman). Las grietas de unos 3-5 cm de anchura, ligeramente deprimidas, aparecen rellenas por arenas finas de color gris. Toda la superficie forma una fina costra muy cuarteada por desecación de las arcillas. Afloramiento situado a unos 500 m al NO del cerro Arañado.

extremadamente áridas. De igual modo, las grietas poligonales rellenas por sedimentos arenosos y saturada de esta agua cargada en sales, en los días más soleados y cálidos del verano, asciende por capilaridad y al evaporarse, precipitan dichas sales en superficie, remarcando el trazado de las grietas rellenas.

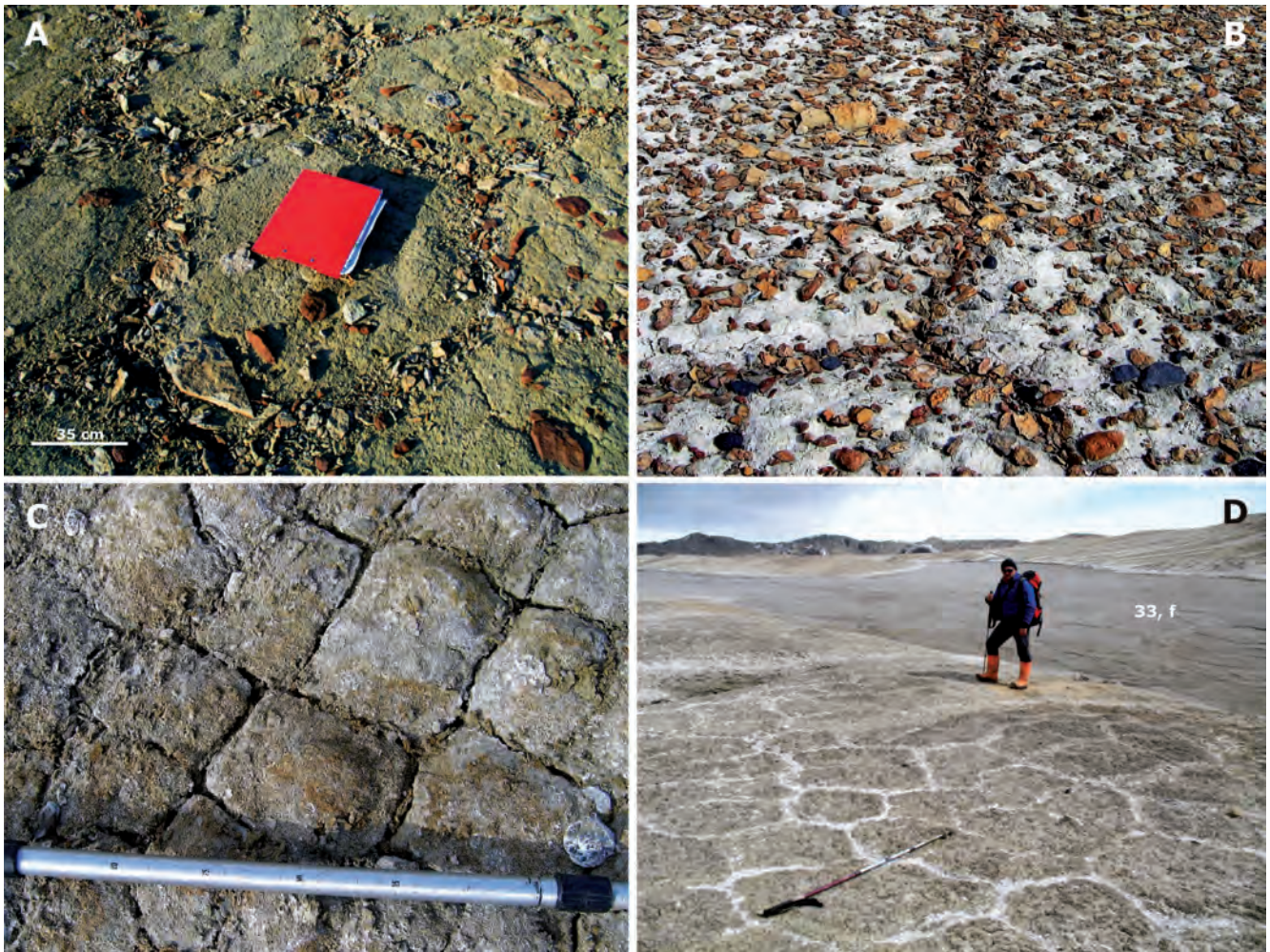
En estos polígonos menores el agrietamiento suele ser por desecación. El agrietamiento por desecación es un proceso frecuente en la formación de polígonos de pequeño tamaño (Fig. 7.51C); en ambientes periglaciares la pérdida de humedad se debe a la formación de hielo como se demostró experimentalmente (Washburn, 1979). Respecto al origen de estas formas menores en Marambio, Corte (1982) propone dos posibilidades: por la desecación de los materiales finos de la capa activa descongelada durante el verano, o bien por la contracción térmica de dicha capa activa por congelamiento durante el invierno. La presencia de estas geometrías hace que se hable también de suelos estructurados (*patterned ground*; Selby, 1985), aunque en éste caso, no exista una verdadera reorganización interna y clasificación del material del suelo (Figs. 7.50A y C y 7.51C y D).

Mediante la realización de sondeos geoelectrónicos y el cálculo del gradiente anual medio de temperatura del suelo ( $0,19^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ), Fukuda *et al.* (1992) estimaron una profundidad de unos 200 m, con algunas incertidumbres, para la base del permafrost bajo la

superficie de La Meseta, (considerada por ellos como la terraza superior de 200 m de cota) y, de unos 34 m de espesor en caleta Larsen. Borzotta y Trombotto (2004) también obtienen espesores del permafrost, basándose en el flujo térmico obtenido de sondeos magnetoteléuticos (MTS) llevados a cabo en las islas Marambio y James Ross, obteniendo como resultado final, un espesor de 250 m para el permafrost bajo la superficie de La Meseta, en equilibrio con el gradiente geotérmico y la temperatura media anual del aire. Los resultados del MTS también indican la presencia de una capa salina muy conductiva bajo el terreno congelado y la presencia de unos 50 m de *criopeg basal* (capa descongelada en una zona de permafrost con temperaturas por debajo de  $0^{\circ}\text{C}$ , debido a su salinidad, que hace descender más el punto de congelación) como parte de ese permafrost bajo los 200 m del terreno congelado. Este espesor de 250 m para el permafrost bajo La Meseta, supondría una edad mínima estimada para su formación, de aproximadamente unos 2000 años.

### 7.3.7. Eólico

Los procesos eólicos son los derivados de la actividad del viento sobre el sustrato y, aunque en principio se asocian siempre con ambientes cálidos, la escasa precipitación, las fluctuaciones diurnas en las descargas, el congelamiento-desecación de los sedimentos expuestos, combinado con la presencia de vientos persistentes



**Figura 7.51.-** **A.-** Detalle de polígonos clasificados (44) al acumularse, preferentemente, los clastos en las grietas de los bordes, resaltando la forma geométrica; la parte central aparece ligeramente abombada. Forma parte de una red poligonal desarrollada sobre una superficie subhorizontal próxima al cabo Lamas. El sustrato está formado por lutitas con niveles finos de areniscas litificadas (2, Fm López de Bertodano), de los que provienen los clastos. **B.-** Detalle de las grietas (misma zona que A), formando ángulos obtusos cercanos a 120°, con cierta acumulación preferente de cantos, muchos de ellos dispuestos subverticalmente en ellas. **C.-** Red de grietas ortogonales de pequeñas dimensiones (10x10 cm) formando un patrón de paralelogramos sobre sedimentos arenosos (16, Fm Sobral). Los polígonos individualizados muestran un claro abombamiento central, mientras que las grietas aparecen en las zonas deprimidas marginales. Las grietas abiertas muestran un relleno parcial de material limoarcilloso, probablemente eólico. Imagen tomada sobre una pequeña cornisa en la parte alta del gran frente de cuesta de Sobral. **D.-** Red poligonal métrica, aunque con diferentes desarrollos, remarcada por la presencia de eflorescencias salinas blancas. En este caso, las grietas desarrolladas sobre sedimentos lutíticos de la unidad (32, Fm La Meseta) aparecen cerradas, y las eflorescencias ligeramente resaltadas respecto a la superficie de los polígonos. Afloramiento en la margen de un fondo de valle (33, f), unos 800 m al SSE del cerro Arañado.

y fuertes, hacen que en la isla Marambio se den las condiciones de un *desierto frío* y por tanto, con una intensa acción eólica.

Durante los meses de verano, la ausencia intermitente de cubierta nival y la presencia casi constante de viento junto con el desarrollo de la capa activa en el suelo, con materiales desagregados finos (*crioeluvium*), son condiciones que favorecen el arranque o deflación de partículas finas. Sobre depósitos detríticos extensos, las partículas finas son exportadas por el viento, dejando el material grueso como un residual, que llega a constituir un auténtico pavimento de cantos y bloques sobre aquellas superficies subhorizontales expuestas, como sucede sobre el *till* (39, h) de La Meseta (Fig. 7.53A y B), de La Submeseta, de algunas terrazas marinas e incluso, sobre depósitos de ladera. En el transporte de dichas partículas, los continuos impactos sobre las superficies expuestas de los cantos, van a dar lugar a cantos afacetados o ventifactos (48) y también, se va a generar sobre-excavación en determinados lugares, originando cupetas de deflación (47) que habitualmente, son ocupadas por encharcamientos o pequeñas lagunas estacionales.

Los intensos fenómenos de criometeorización (crioclastia fundamentalmente) que se dan en la capa activa, resultantes de los sucesivos ciclos de hielo-deshielo, originan un importante volumen de *crioeluvium* (limo criogénico), máxime cuando el espectro litológico aflorante es ya de por sí bastante fino. Cuando la parte superficial de la capa activa está seca, constituye un sustrato muy favorable para el desarrollo de los procesos eólicos, movilizándolo las partículas de pequeño tamaño (arena fina y limo), erosionando a diversos tipos de materiales y, finalmente depositándose en distintos ambientes preferentemente húmedos, formando discretas acumulaciones (49, l), Fig. 7.55B.

El viento erosiona por deflación, movilizándolo y transportando el material fino y suelto superficial (Fig. 7.52D). El desgaste mecánico del material coherente, proceso conocido como abrasión, da lugar a los ventifactos (48) (Fig. 7.52A y B). Frecuentemente se aprecian también, en cantos y bloques resistentes, que las caras de los mismos expuestas frontalmente al viento, presentan pequeñas oquedades (*pits*) por abrasión e impacto y que van acompañadas de pequeñas acanaladuras eólicas (*flutes*) en las



**Figura 7.52.-** **A.-** Canto facetado (48) de dos caras con superficie pulida que intersectan en una afilada arista, tallado sobre una silexita (lápiz, 15 cm). Replano NE de La Submeseta. **B.-** Canto facetado picoteado (*pits*) frontal y acanaladuras eólicas (*flutes*) laterales, sobre la superficie expuesta a barlovento en un bloque de una roca ígnea básica (tramo de bastón 40 cm). Replano NO de La Submeseta. **C.-** Concreción de areniscas mostrando una de sus caras con estructura en *panal de abeja* (*honeycomb*), perforada de pequeñas oquedades (alveolos) irregulares muy próximas denominadas *tafoni* (en plural), originadas por deflación y meteorización por el spray salino del viento; (escala 5 cm). **D.-** Aspecto de un micromodelado por deflación eólica al pie de la vertiente septentrional del valle de las Focas. Los cantos mayores son de tamaño decimétrico (20-40 cm), algunos facetados. El de la derecha, se conserva sobre un pie (*microyardang*) de limos arcillosos, por erosión eólica del propio sustrato (31, Fm La Meseta). Alrededor de los otros cantos se observan pequeñas depresiones subcirculares (*blowout*) alrededor de los mismos, por efecto de las turbulencias del aire.

superficies laterales o más oblicuas al viento (Selby, 1985) (Fig. 7.52B).

En algunos casos se han observado también la presencia de *microyardangs* coronados por estos cantos facetados sobre sustratos arcillosos (Fig. 7.52D), y que dan también una idea sobre la pérdida de suelo por deflación en esa zona. Puntualmente sobre algunos afloramientos de areniscas cementadas aparecen superficies con alvéolos o microcavidades (*tafoni*) producto de la corrosión eólica; se trata de pequeñas oquedades de dimensiones centimétricas agrupadas entre sí y preferentemente en superficies verticalizadas expuestas más o menos frontalmente al viento (Fig. 7.52C).

Las cubetas de deflación (47) son también formas erosivas métricas a decamétricas, en este caso, que se desarrollan preferentemente sobre sustratos poco consolidados; las señaladas en el mapa constituyen pequeñas depresiones cerradas generalmente de forma redondeada, elíptica o arriñonada y de bordes suavizados; sus tamaños varían entre 5-15 m de diámetro. Son de escasa profundidad (0,5-1 m) y, muy frecuentemente su fondo aparece ocupado por encharcamientos temporales; cuando el agua desaparece suelen aparecer eflorescencias salinas y grietas

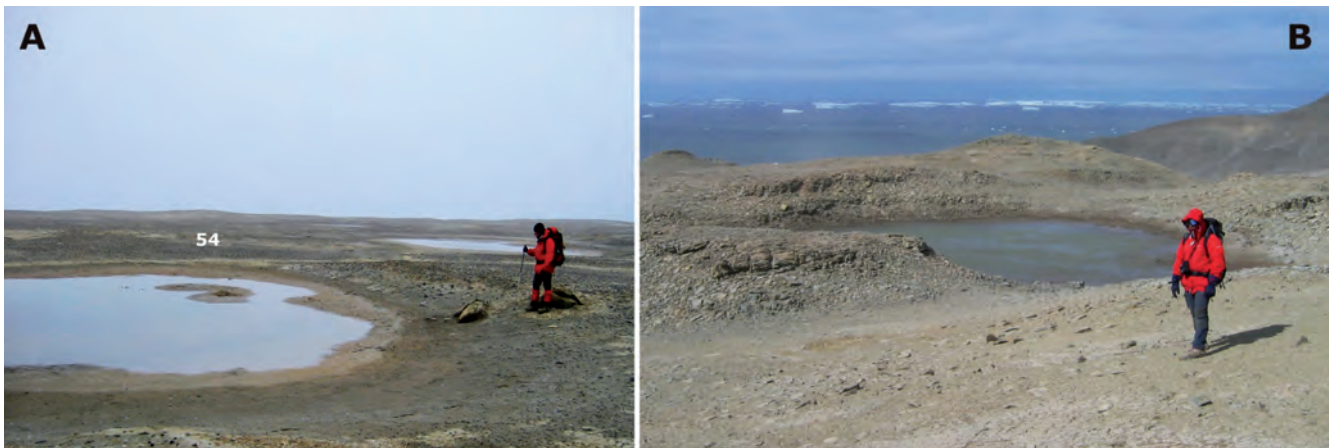
de desecación en las arcillas del fondo. Las cubetas de deflación aparecen desarrolladas preferentemente sobre sedimentos pobremente consolidados de zonas más o menos abiertas y planas, como es el caso de las numerosas cubetas que aparecen sobre la plataforma de abrasión marina (+5-15 m) labrada sobre las arenas finas y argillitas interlaminaadas del Alm. Acantilados I (32) que se disgregan fácilmente ante la meteorización salina, en el entorno de la desembocadura del cañadón Díaz en la bahía López de Bertodano (Fig. 7.54A).

Se han señalado también como cubetas de deflación ocupadas por pequeñas lagunas, las que aparecen en el extremo septentrional de la isla, en este caso sobre una superficie estructural situada a unos 100 m snm correspondiente a un tramo (17) de la Fm Sobral (Fig. 7.54B).

Las acumulaciones de arenas eólicas (49, I) de la isla (Fig. 7.55) no son lo suficientemente importantes como para llegar a formar dunas, ni extensos mantos de arena (*sand sheets*). Muy frecuentemente los depósitos eólicos se acumulan en las zonas húmedas, donde el material transportado, queda atrapado. Hay acumulaciones eólicas por tanto, a lo largo de regueros y fondos de valle (Fig. 7.55A); donde se concentra la escorrentía superficial;



**Figura 7.53.- A.-** Superficie culminante de La Meseta, mostrando un pavimento rocoso superficial, originado inicialmente por una reorganización interna vertical de los depósitos diamictíticos de origen glaciar (39, h) de la Fm Weddell (41). La fracción fina del depósito, deflectada por los fuertes vientos que azotan esta extensa y plana meseta, acaban desarrollando una superficie recubierta de canturreal similar a un *pavimento desértico* (Zinsmeister y De Vries, 1983). **B.-** Vista hacia el N, mostrando el aspecto del pavimento eolizado de cantos, gravas y bloques (residuales?) que recubren, en su extremo septentrional, la superficie menos degradada de La Submeseta. Aspecto muy similar a la que presentan los depósitos superficiales culminantes de La Meseta (A).



**Figura 7.54.- A.-** Cubetas de deflación (47) de forma subcircular y escasa profundidad ocupadas por pequeños encharcamientos temporales. Aparecen excavadas sobre la superficie de abrasión marina (54) desarrollada entre los +7-15 m de cota, en la margen derecha del cañadón Díaz junto a su desembocadura, y labradas sobre las arenas y lutitas interlaminares de la Fm La Meseta (32). **B.-** Una de las dos cubetas de deflación (47) de forma subcircular con una pequeña laguna temporal en su fondo. Aparecen sobre un replano estructural (4) culminante (aprox. 100 m de cota) del relieve situado al O de cabo Wiman, y excavado en las areniscas con estratificación cruzada de la Fm Sobral (17).

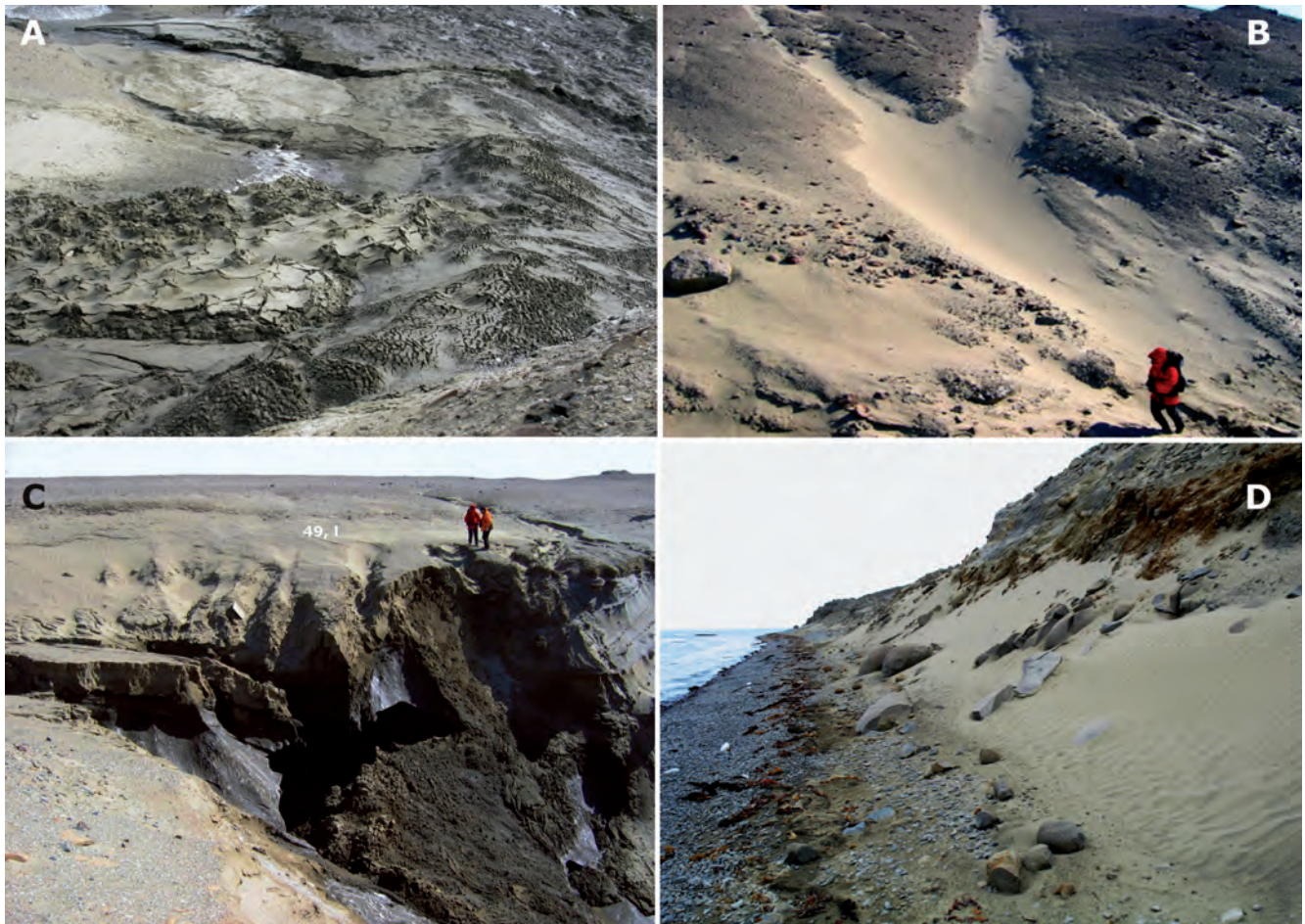
al pie de nichos de nivación o sobre los heleros residuales (Fig. 7.55B), que de esta manera quedan, en cierto modo, protegidos y fosilizados por sedimentos eólicos (Fig. 7.55C). En algunas laderas o escarpes con orientación NE-SO, como en el tramo de la costa oriental, junto a punta Pingüino, también se han identificado recubrimientos eólicos con *ripples* de cresta recta en superficie que indicarían una dirección de transporte perpendicular a las mismas (Fig. 7.55D).

En resumen, la actividad eólica origina en la isla pavimentos residuales tipo *reg*, a veces con cantos facetados, cubetas de deflación en las que se asientan pequeñas lagunas y discretas acumulaciones niveo-eólicas. Sin embargo, aunque las acumulaciones eólicas son escasas, hay que tenerla muy en consideración, puesto que el volumen total de material erosionado por deflación y que se pierde en el mar, llega a ser importante. Un estudio cuantitativo de la concentración de limo sobre el hielo marino (*icepack*) cercano a la costa de la isla, ha permitido (Ermolin y De Angelis, 2002) estimar al menos 15.000 Tn (11.000 m<sup>3</sup>) el material clástico fino

(limo) que es anualmente erosionado por deflación y transportado fuera de la isla por la acción eólica.

### 7.3.8. Lacustre y endorreico

Las formas lacustres presentes, son de limitado tamaño, en general nunca superiores a 15 m de diámetro, entrando en la categoría de lo que se llaman charcas o pequeñas lagunas con régimen estacional (Pizarro e Izaguirre, 2009), a veces efímero (50) (Fig. 7.56). Algunas de estas discretas masas de agua, tal como se ha mencionado en el apartado anterior, se acumulan en el fondo de cubetas de deflación eólica (Fig. 7.54A y B), como ocurre en determinados lugares del dominio septentrional de la isla. Sin embargo, sobre la gran superficie correspondiente al dominio meridional, donde estos encharcamientos son mucho más numerosos, el control de su emplazamiento es más bien estructural, puesto que en la mayoría de los casos, aparecen en las depresiones ortoclinales de los relieves en cuestas, donde el drenaje es nulo o muy deficiente. No se descarta tampoco que en estos casos,



**Figura 7.55.- A.-** Acumulaciones eólicas relleno preferentemente pequeños *gullies* incididos sobre los derrubios de una ladera orientada a sotavento de los vientos dominantes procedentes del SSO. Vertiente NO de La Meseta, frente a punta Sergios. **B.-** Acumulación eólica sobre un helero, mostrando su aspecto superficial característico, con diversos montículos y agrietamientos debidos a la fusión diferencial del hielo infrayacente. **C.-** Arenas finas y limos eólicos (49, I) relleno una suave vaguada, fosilizando el helero residual bajo el que fluye (puente/túnel de hielo) el arroyo principal que desemboca en punta Sergios. **D.-** Acumulación eólica a modo de duna rampante, al pie de un pequeño escarpe acantilado (5-10 m) inmediatamente al norte de punta Pingüino. Los trenes de *ripples* indican vientos hacia el NE, paralelos a la costa.

la acción eólica haya intervenido de forma activa, al canalizarse el viento siguiendo dichas depresiones y erosionando los materiales más lábiles que generalmente ocupan la base del correspondiente frente de las cuestas.

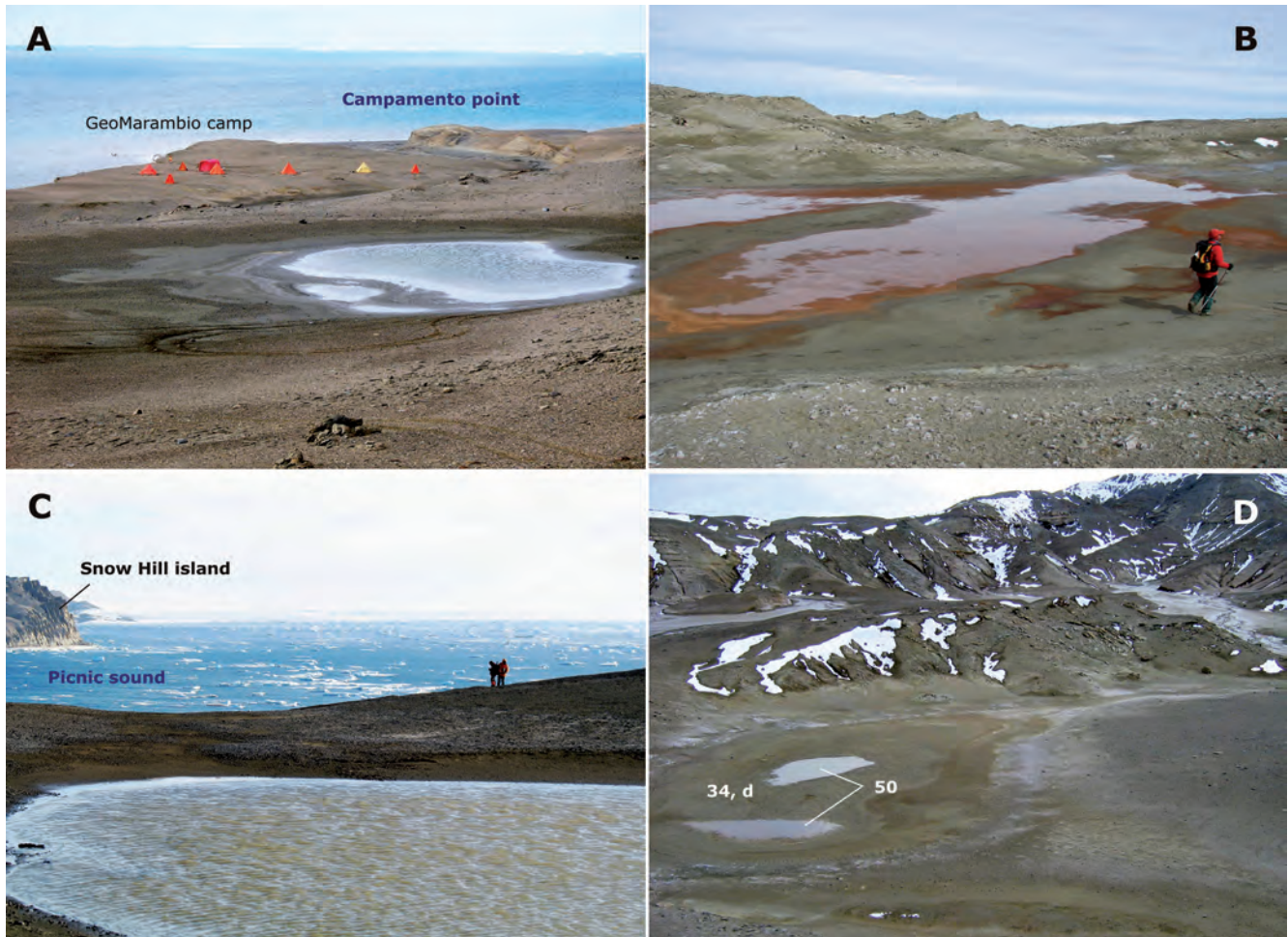
### 7.3.9. Litoral

Los procesos litorales son aquellos fenómenos derivados de la interacción entre una gran masa de agua estabilizada (mar u océano) y las tierras emergidas. Dicha confluencia implica una zona de interrelación mutua de procesos tanto marinos como continentales que controlan su fisionomía, dinámica y estabilidad a corto medio y largo plazo, a esta zona comúnmente se conoce como medio litoral. En sentido estricto, la costa hace referencia a las tierras emergidas en el medio litoral, mientras que la ribera (*shore*) corresponde a las aguas, siendo la línea de costa la zona de contacto entre ambas.

La costa se refiere al dominio morfodinámico donde los aportes de materiales procedentes del dominio terrestre (descargas fluviales), junto con los detritos arrancados al mismo en acantilados, sufren continua reelaboración y desplazamiento a lo largo de dicha franja. Oleaje, mareas y corrientes litorales son los procesos básicos actuales responsables de dichas transformaciones. La franja costera se extiende entre los límites inferior y superior donde alcanza la acción del oleaje y comprendería tres zonas o subambientes:

La más *interna* (mar adentro), corresponde a la zona infralitoral o playa sumergida (*shoreface*) y abarcaría desde la base de la zona intermareal (nivel mínimo de la bajamar) hasta donde el nivel de base del oleaje toca el fondo marino. La zona *intermareal* (*foreshore*) o "playa externa", comprendida entre la cresta de la berma (o límite superior del oleaje en marea alta) y el límite de las aguas en bajamar, por tanto es la zona donde se produce el recorrido de la marea; dicha zona incluye el *frente de playa*. La zona *supralitoral*, playa alta, interna o playa seca (*backshore* o *backbeach*), se define como la zona que queda entre el límite superior del intermareal y hasta donde alcanza el oleaje en las fuertes tormentas, donde aparecen los campos de dunas o comienza a desarrollarse la vegetación. En esta zona aparecen como morfologías más comunes, escarpes erosivos, bermas y dunas.

La dinámica litoral marina es importante no sólo por la propia condición de insularidad de Marambio, sino también por el control directo que ejerce sobre del nivel de base de la red de drenaje, del mayor o menor grado de incisión de la misma y por tanto, de la evolución de la totalidad del relieve interior de la isla. No obstante, hay que tener en cuenta que con la llegada del invierno, tanto la capa activa del permafrost como la superficie del mar se congelan totalmente, inhibiéndose la geliflución y formándose la banquisa o *ice pack* que imposibilita o limita en gran parte la actuación de procesos tanto erosivos como de sedimentación en el litoral.



**Figura 7.56.-** **A.-** Laguna temporal (50) ubicada al sur de punta Campamento, aprovechando una suave depresión ortoclinal sobre el dorso de una pequeña cuesta a favor de las areniscas del Alm. Campamento (34) de la Fm La Meseta. **B.-** Lagunas alargadas someras emplazadas en una *vallonada* coincidente con una depresión ortoclinal sobre alternancias de lutitas y areniscas verdosas con laminación en surco (17, Fm Sobral). Las aguas ferruginosas se deben probablemente, a la alteración de los granos de glauconita detrítica de estas areniscas. **C.-** Laguna (50) emplazada al pie de un frente de cuesta (depresión ortoclinal) entre el borde acantilado y la cresta de la cuesta, desarrollada sobre las areniscas cretácicas de la Fm Haslum Crag (1) del extremo SO de la isla. **D.-** Dos pequeñas lagunas (50) temporales (izda.) emplazadas en una depresión, correspondiente al cauce de un meandro abandonado (34, d) (*oxbow lake*) del principal curso aluvial (arriba a la derecha), con cabecera en el extremo NO de La Meseta y que desemboca en caleta Larsen.

Al considerar la evolución de la costa durante un determinado tiempo geológico adquieren importancia los cambios del nivel del mar y, en el entorno antártico los debidos al glacio-eustatismo y al rebote isostático producido por el decrecimiento y fusión de los glaciares y casquetes de hielo (Lambeck y Chappel, 2001), por lo que es importante identificar antiguos arrasamientos (54, 55) y depósitos marinos asociados a éstos, las denominadas terrazas marinas (59, 60, m, n, p), que corresponden a depósitos de antiguas playas elevadas y, por tanto, desconectadas de la dinámica litoral actual.

Tanto la ubicación de la isla en el contexto geográfico antártico, su propia forma y la orientación de la misma respecto al grado de insolación, su diferente grado de exposición a los vientos dominantes (Corte, 1982) que inducen oleaje y corrientes e incluso la propia batimetría circundante, son factores considerados como determinantes en la morfogénesis y evolución litoral (Zinsmeister, 1976; 1979). El rango de mareas que presenta este entorno del Mar de Weddell permite considerarlo prácticamente como de régimen *micromareal*, puesto que la oscilación mareal media apenas supera los 2 m; 2,26 m en mareas vivas de sicigia y 0,78 m en las de cuadratura o mareas muertas (SHNAA, 1990). No obstante, más recientemente (SHN, 2016) el propio Servicio de Hidrografía Naval corrige al alza el valor de las mareas de sicigia hasta los 2,32 m.



**Figura 7.57.-** Localización de isla Marambio (Seymour) en el contexto del extremo NO de la Península Antártica y con respecto al archipiélago James Ross.



**Figura 7.58.-** La existencia de una corriente de deriva a lo largo del litoral E de isla Marambio, se puede evidenciar en esta imagen tomada desde el borde acantilado ( $\geq 50$  m) de La Submeseta. Las aguas "dulces" cargadas de limos aportados por la quebrada Grande (situada hacia la dcha.), discurren superficialmente hacia la izquierda (NE) paralelas al litoral. Las estelas de aguas claras (agua marina) dejadas tras los témpanos encallados sobre el fondo, indicarían el sentido de desplazamiento, así como la estratificación de las aguas.

Como ya se mencionó anteriormente, la isla Marambio (Seymour) se localiza próxima al SE del extremo septentrional de la Península Antártica y, por tanto, junto al borde NO del Mar de Weddell. Ésta isla forma parte del conjunto de islas o archipiélago James Ross (Fig. 7.57), ubicándose respecto a éstas, en el borde periférico ESE, por lo que su costa oriental es interpretada (Zinsmeister, 1976), como una costa *expuesta* o abierta a los vientos dominantes, y por tanto al oleaje del SO y SE y a las fuertes corrientes de deriva litoral que fluyen hacia el NE siguiendo dicha costa (Fig. 7.58), para, una vez sobrepasado su extremo N (cabo Wiman), derivar al norte, hacia el estrecho *Antartic*. Las arenas y limos originados por la erosión de los acantilados, son transportados por dichas corrientes a lo largo del litoral y excepcionalmente depo-

sitados, a partir de una inflexión de la costa, formando una flecha litoral (63, q) (*spit*) que se prolonga hacia el N, dando origen a una zona más protegida, donde predomina la sedimentación, denominada caleta Larsen (Fig. 7.59).

La isla Cerro Nevado (*Snow Hill Island*), de mayores dimensiones y altitud se sitúa inmediatamente al SO de la de Marambio por lo que, en cierto modo, ésta última queda en parte protegida o a resguardo respecto a los vientos procedentes del SO. Ambas islas están actualmente separadas por un estrecho y somero paso de aproximadamente 1 km de anchura, que no supera los 4 m de profundidad, denominado estrecho Arguindeguy (*Picnic*) (Fig. 7.60A).

Este estrecho actual de separación entre ambas islas no siempre ha debido de existir, por lo que, probablemente, desde épocas post-glaciales hasta hace relativamente poco, conformaban una sola isla (Malagnino *et al.*, 1981). Entre estas tres islas alineadas (Cerro Nevado, Marambio y Cockburn) y la mayor de todo el archipiélago, la isla James Ross, discurre el estrecho Almirantazgo (*Admiralty Sound*), de entre 15-20 Km de amplitud y más de 300 m de profundidad (Fig. 7.60B), con un indudable origen glaciar pasado (Evans *et al.*, 2005), y que se abre hacia el NE, conformando el denominado golfo de Erebus y Terror.

Del mismo modo, la batimetría, que apenas alcanza los 3 m en la zona más profunda, parece también confirmar que la pequeña isla Cockburn, situada unos 3,7 km al NNO del cabo Bodman (Fig. 7.57), en su momento también estuvo unida a éste como una península (Malagnino *et al.*, 1981), conformando un amplio golfo entre el cabo Wiman y Cockburn tal como indica el contorno de las isobatas. Así actualmente, dicho entorno litoral se configura como la amplia, somera y protegida bahía, puesto que las fuertes corrientes que fluyen a lo largo de estrecho Almirantazgo, se mantienen alejadas del entorno cabo Bodman-isla Cockburn. La arena y el lodo transportado por las corrientes fluviales que desembocan en dicha bahía o derivados de la erosión de los acantilados, son depositados inmediatamente formando discretos del-tas (*fan deltas*, 69) y extensas llanuras fangosas intermareales (66, 67) (Zinsmeister, 1976).

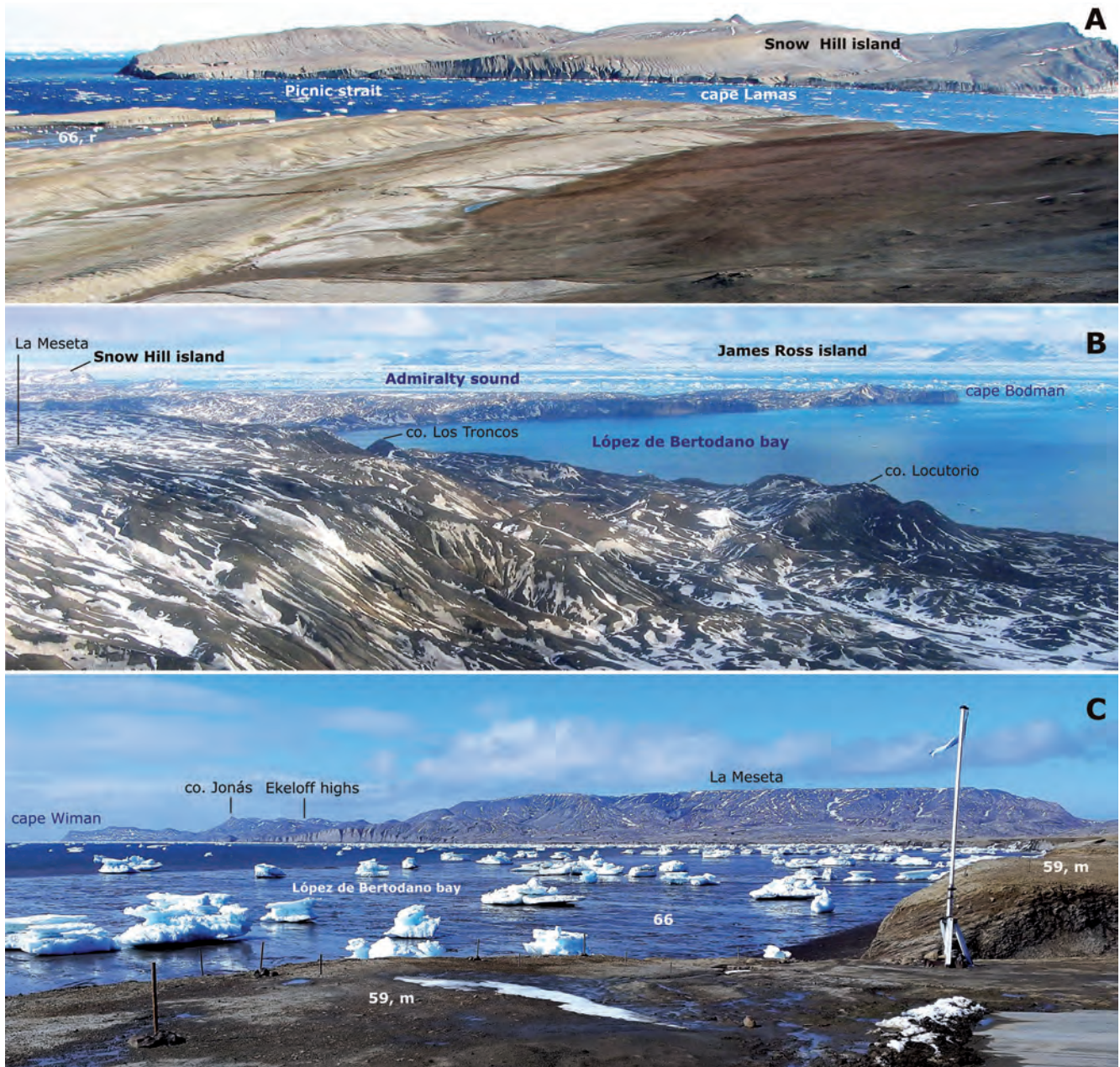


**Figura 7.59.-** Panorámica de la caleta Larsen hacia el SE; se trata de un litoral arenoso bajo formando una pequeña bahía originada por la acreción y crecimiento en dirección N de una flecha arenosa (63, q), a partir de una inflexión en la línea de costa (paleo-acantilado al fondo a la dcha.). El crecimiento de la flecha se debe a los aportes sedimentarios de la corriente de deriva litoral (Fig. 7.58), mientras que a la colmatación parcial de la ensenada participan a los aportes aluviales que drenan los relieves periféricos a la misma y que desembocan directamente al Mar de Weddell mediante un conjunto de abanicos aluviales solapados (*fan deltas*).

La zona intermareal de isla Marambio resulta peculiar y única en la Antártida, según dicho autor, variando desde estrechas playas de cantos y bloques (62) a amplias llanuras fangosas y flechas de arena; distribuyéndose en función de que se trate de la costa *expuesta* (al Este), o de una costa *protegida* de oleajes y corrientes al Oeste, y que correspondería al sector litoral occidental ubicado al NE del cabo Bodman y que se extendería siguiendo todo ese litoral hasta cabo Wiman en la denominada bahía López de Bertodano (Fig. 7.60B y C).

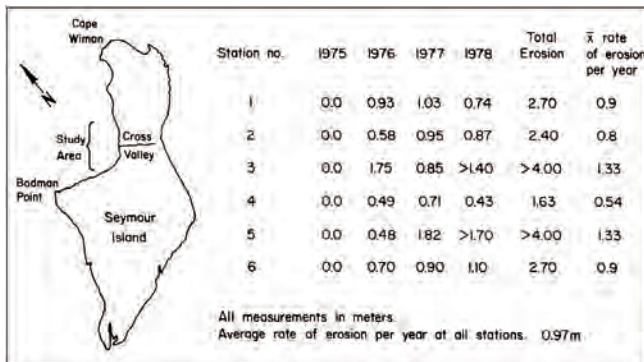
Con respecto a la dinámica y morfogénesis litoral, ya los primeros los autores que describieron o trataron la morfología litoral

de la isla coinciden en que la mayor parte de la línea de costa, presenta un perfil acantilado aunque con diferente desnivel a lo largo de toda ella (Zinsmeister, 1976, 1979; Malagnino *et al.*, 1981). Dichos autores señalan como un factor importante, la naturaleza poco consistente del sustrato litológico, en su mayor parte compuesto de alternancias de arenas, limos y arcillas poco litificadas, con esporádicas lentes conglomeráticas y resistentes niveles de concreciones intercaladas. Este rasgo acantilado se considera característico de una costa erosiva, en la que los mismos evolucionan mediante procesos destructivos, por la acción directa del oleaje junto con procesos característicos de estas fisionomías y en estas latitudes (termoerosión y gravitacionales;



**Figura 7.60.- A.-** Vista panorámica hacia el SO del estrecho Arguindeguy (*Picnic*) en el extremo SO de Marambio. A la izquierda se aprecia la desembocadura estuarina (66, r) en la que coinciden las tres quebradas que recogen todo el drenaje superficial de esa zona. Al otro lado del estrecho, la parte NO de la isla de Cerro Nevado (*Snow Hill Island*), descubierta de hielo. **B.-** Panorámica aérea hacia el SO desde el borde de La Meseta próximo al VOR. En primer término, su vertiente NO y relieves periféricos hacia el arroyo de la Traición (ángulo inferior derecho). En el centro la bahía López de Bertodano y su correspondiente litoral meridional acantilado, hacia el cabo Bodman. Por detrás discurre el sector SO de la costa de la isla hasta cabo Lamas (fondo, izda.). Todo el litoral occidental queda abierto hacia el estrecho Almirantazgo. En su otro margen, el litoral SO de la isla James Ross (escarpes del fondo). **C.-** La bahía López de Bertodano desde su litoral S, junto a la *casa de botes* (refugio). En primer plano borde acantilado de la terraza marina de +5-10 m (59, m) sobre la amplia llanura mareal (66) con multitud de témpanos varados. Al fondo el relieve aplanado de La Meseta (200-211 m de cota) y sus escarpadas vertientes; a la izquierda, los relieves periféricos septentrionales (*Altos de Ekelof* de 181,4 m de cota máxima). Al fondo a la izda., los acantilados de cabo Wiman, de algo más de 50 m de desnivel.

meteorización; nivación, etc.). También se han observado la presencia de valles colgados originados por el rápido retroceso del acantilado, atribuido al levantamiento de la isla (Rinaldi *et al.*, 1978), con incluso capturas de parte de otras cuencas vertientes, como sucede al este del cabo Bodman con la cabecera de la quebrada Larga. En algunos de estos valles truncados o colgados la escorrentía se precipita en forma de cascada o de rápidos, indicando que el retroceso del acantilado es mucho mayor que la incisión de los valles. Aun así, hay también determinados sectores modelados por procesos acumulativos, en relación con importantes aportes fluviales (cañadón Díaz) o corrientes de deriva/oleaje, con la formación de cordones litorales de gravas y pequeños *lagoons* protegidos por ellos, como en bahía Fósiles.



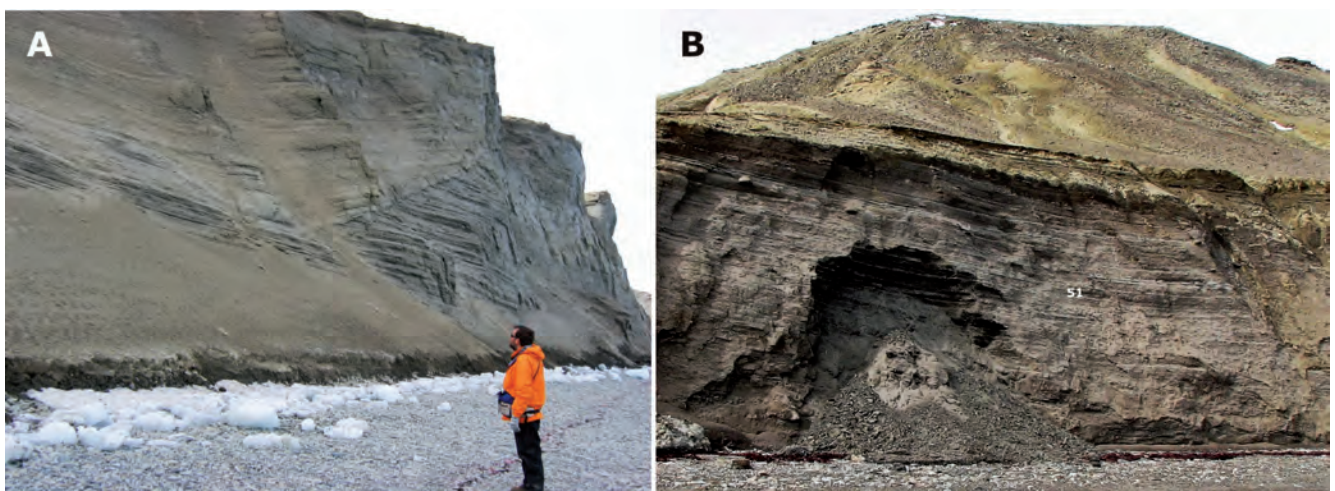
**Figura 7.61.-** Cuadro con las tasas de retroceso (erosión), en seis estaciones de control durante tres años, del acantilado litoral en el sector interno de la bahía López de Bertodano (Cross Valley). Las medidas fueron realizadas cada mes de febrero por Hendrik Smit (IAA). Se muestran los retrocesos anuales, el retroceso total para el periodo evaluado, así como la tasa media de retroceso para cada estación y finalmente, la media anual considerando todas las estaciones (tomada de Zinsmeister, 1979).

Las costas acantiladas están atacadas fundamentalmente por el oleaje, y la energía se concentra en el choque, zapamiento y evacuación del material que compone el escarpe o ladera abrupta y, como consecuencia, se originan dichas morfologías erosivas (destructivas) (Fig. 7.62B). En estas costas el oleaje es de moderada a baja energía. Además, durante gran parte del año el mar

permanece totalmente congelado (*icepack*) y en verano, persiste un *pie de hielo* adosado a la base del acantilado, lo que provoca que la acción del oleaje quede amortiguada o muy limitada en cuanto al tiempo de su actuación. Sin duda, por estos factores Zinsmeister (1979), consideró que la intensa erosión y retroceso de los acantilados, que alcanzan tasas medias máximas (medidas y calculadas) de hasta 1,33 m/año, obtenidas durante el periodo 1975-1978, en la bahía López de Bertodano (entorno de *Cross Valley*, Fig. 7.61), bastante protegida de corrientes y del oleaje, estaría relacionada con el descongelamiento de la capa activa del permafrost y con la fina pero persistente acción abrasiva en la base de los mismos, tanto de los movimientos verticales (tidales) del *pack*, como por el de los bloques de hielo (*brash ice*) acumulados al pie.

Como ya se ha mencionado anteriormente la mayor parte del litoral de la isla es de carácter acantilado, pero presenta en su base discretas playas o cordones adosados, intermareales, de gravas o de arenas y cantos, como ocurre a lo largo de la costa oriental, desde punta Pingüino hacia el norte (Fig. 7.62A y B); incluso en el entorno de la caleta Larsen, donde tras la amplia llanura sedimentaria actual se reconoce una anterior morfología paleo-acantilada (Fig. 7.59). Los acantilados no sólo están presentes en la *costa expuesta*, ya que en la costa septentrional, a lo largo de la propia bahía López de Bertodano considerada como una costa protegida, muestra igualmente un perfil acantilado en toda su extensión; aunque de menor desnivel en su parte más interna, en las inmediaciones la desembocadura del cañadón Díaz, los escarpes verticales varían entre los 5-10 m. En esta bahía y debido a su escasa profundidad, se desarrollan amplias llanuras mareales de fangos (Fig. 7.60C), que llegan a superar los 1000 m de extensión en marea baja, y deltas mareales arenosos en las desembocaduras de los más importantes cursos aluviales, como el cañadón Díaz y el del arroyo de la Traición (Figs. 7.71 y 7.73).

El predominio de litorales acantilados con desarrollo de plataformas de abrasión, permiten clasificar la costa de la isla, desde un punto de vista genético como una *costa modelada* (fundamentalmente) *por procesos destructivos*. Al mismo tiempo, la presencia de marcadores de antiguos niveles del mar, como son las terrazas marinas, indicarían que se trata de formas litorales producidas



**Figura 7.62.- A.-** Acantilado subvertical de más de 50 m de altura (52) en la costa oriental. En el escarpe afloran arenas y lutitas lábiles con alguna intercalación de coquinas de la Fm Submeseta (37 y 38). En la parte inferior, un pequeño talud con finos derrubios de gravedad, que rápidamente es erosionado (el pie del mismo aparece truncado) por el oleaje y transportado hacia el N por la deriva litoral, dejando una estrecha playa intermareal de cantos y gravas (56) subredondadas muy lavadas. **B.-** Desplome causado por zapamiento basal (*undercutting*) del oleaje en una pared acantilada subvertical de unos 10 m de altura (51) en la costa NO, entre punta Campamento y el valle de las Focas. El sustrato corresponde a arenas y lutitas laminadas extremadamente friables del Alm. Acantilados II (33), de la Fm La Meseta. Cuando sube la marea el material desprendido es rápidamente erosionado y distribuido por la amplia llanura intermareal fangosa adyacente.

por procesos endógenos, que en este caso se deberían a levantamiento glacio-isostático asociado a la fusión y retroceso del casquete glaciario continental peninsular que darían lugar, desde este punto de vista también genético a una *costa elevada* (o levantada) *modelada por procesos destructivos* (Kelletat, 1995). La liberación de esa importante carga litostática sobre la corteza continental, al retirarse el casquete de hielo, permite el ascenso (rebote) de la misma, hasta lograr niveles isostáticamente compensados. Este proceso es característico de aquellas regiones que estuvieron cubiertas por gruesos espesores de hielo durante los máximos glaciales.

Los depósitos litorales actuales señalados en la cartografía, se deben a procesos de acreción-agradación más o menos localizada y transitoria y corresponden a playas y flechas litorales y a deltas mareales. Así pues, sólo se desarrollan litorales bajos o relativamente bajos ( $\leq 10$  m) en aquellas zonas locales y determinadas que coinciden con *plataformas de abrasión* ligeramente elevadas (54, 55) como en bahía Fósiles (Fig. 7.69), con valles y desembocaduras de importantes cursos aluviales de carácter estuario, con presencia de discretas *llanuras de mareas* (66, r) y *canales mareales* (68) y, en zonas más internas o marginales *llanuras supramareales* (64, s), como en el estrecho *Picnic* o, en la caleta Larsen, por el crecimiento de una *flecha litoral* (63) que enmarca y configura la propia caleta (pequeña ensenada o bahía) (Fig. 7.59). En el entorno de la Pingüinera y en el valle de las Focas (Figs. 7.63D y 7.38B), la presencia de un litoral bajo es debido a la existencia de amplias *vallonadas* fluviales cerradas por *cordones litorales* (62) adosados a la costa.

La pendiente de las diferentes *vertientes acantiladas* es bastante elevada (verticalizada), superándose en la mayoría de los casos los  $70^\circ$  y, respecto a su magnitud (desnivel) y, dada la escala de representación y la variabilidad de los mismos, éstos se han tenido que agrupar en la cartografía, diferenciándose tres *clases* representadas mediante su correspondiente simbología en: acantilados *inferiores a 25 m* (51), los comprendidos *entre 25-100 m* (52) y aquellos que excepcionalmente llegan a *superar los 100 m* (53), como es el caso del extremo meridional de La Meseta, donde el borde de la misma coincide con la cornisa superior del acantilado (Fig. 7.63E y F) y en parte también, con la *cicatriz de coronación* (16) de un gran deslizamiento, inducido por la gran inestabilidad de dicha vertiente con tal magnitud y pendiente (ver Fig. 7.29).

La forma y evolución del acantilado dependen en gran medida de la litología y estructura de los materiales, pero también intervienen otros procesos que actúan conjuntamente, como son: la erosión mecánica, la *meteorización y los movimientos en masa* (15, 17, 18); principalmente deslizamientos (Fig. 7.29) y flujos de barro. Los flujos, son muy frecuentes a lo largo de los acantilados, sobre todo, en aquellos tramos orientados a sotavento, donde se producen importantes acumulaciones de nieve y a la vez, expuestos al N (Fig. 7.65A), con mayor grado de insolación y fusión de la misma y del permafrost durante el descongelamiento estacional (Zinsmeister, 1979; Corte, 1982, Ermolin y De Angelis, 2002). La presencia de *nichos de nivación* (40), muy próximos en la parte superior del acantilado, junto con los flujos de barro que tienen lugar por debajo de ellos, por la fusión de la nieve acumulada, y a lo largo de la vertiente acantilada, confieren un aspecto muy peculiar al escarpe, consistente en una sucesión de entrantes semi-cilíndricos (cóncavos), separados por estrechas aristas bien patentes en los acantilados localizados al este de cabo Bodman (Fig. 7.63A y B).

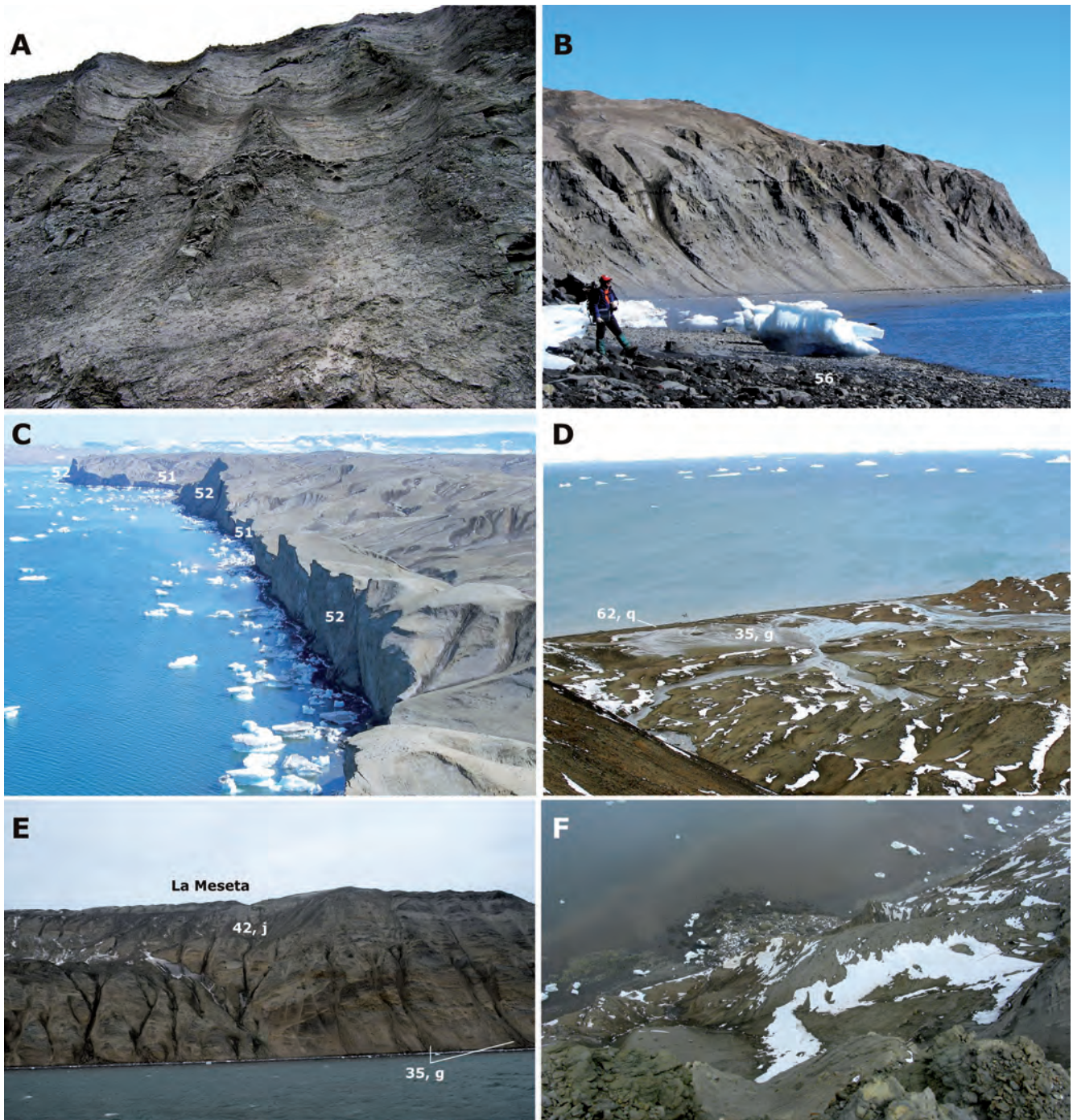
El paulatino retroceso del acantilado debido al choque, zapamien-

to, da lugar a la formación de *playas de cantos, de arena o de fangos* (56; 57; 58, q), según la naturaleza litológica del escarpe erosionado. El continuado retroceso del litoral da como resultado la formación de plataformas o planicies de abrasión marina. Dicha planicie está afectada por las oscilaciones del nivel de las mareas, denominándose por ello *llanura de mareas* (66), que puede o no presentar depósitos asociados. En el caso de isla Marambio, son sedimentos fundamentalmente finos, *fangosos* (*mudflats*) o *más arenosos* (67) (*sandflats*); y alcanzan menor extensión según se trate de una plataforma rocosa inclinada, (como en gran parte de la costa oriental); o subhorizontal y plana como ocurre en la bahía López de Bertodano, donde llegan a alcanzar una considerable extensión, cercana a los 1200 m.

El material caído o deslizado de la vertiente acantilada, a menudo es depositado directamente sobre el borde del *pack* y, cuando éste es desplazado del litoral por el oleaje y las mareas, se lleva dicho material hacia zonas más alejadas, depositándose en las llanuras intermareales y, eventualmente *offshore*. Si no hay *pack* y el sustrato litológico del acantilado es lábil y fino, como arenas y lutitas interlaminares sin concreciones ni intercalaciones de brechas o coquinas, el material es retrabajado y distribuido formando *playas fangosas* (58) (Figs. 7.66A y 7.74C y D); con otras litologías más compactas o resistentes, el material fino acumulado en la base del acantilado es rápidamente retirado y extendido por los flujos mareales en las mismas llanuras fangosas, mientras que el material más grueso y compacto, concreciones y cantos de areniscas, se acumulan al pie de los mismos formando estrechas *playas intermareales de gravas, cantos y/o bloques* (56, 57) (Figs. 7.64, 7.65B, 7.66B y 7.74A y B). Por esta razón, es muy frecuente la ausencia de *acumulaciones* (42, *talus*) en la parte inferior del acantilado, manteniéndose de ese modo, la inestabilidad del acantilado y los continuados procesos de erosión y retroceso.

Debido a la escasa litificación y estabilidad del sustrato y, al rápido retroceso de los escarpes acantilados, no se originan o son poco significativas, las típicas socavaciones basales al pie de los mismos (*notch*). Singularmente, en la zona del cabo Lamas, la erosión sobre un sustrato rocoso bastante compacto, ha dado lugar a favor del diaclasado, a un conjunto de pequeñas cuevas al pie del acantilado (Fig. 7.65B), salvo que las mismas fueran excavadas artificialmente para refugio o depósitos por la expedición sueca de Nordenskjöld (1901-1903), puesto que su refugio de invierno estaba construido bastante cerca, en la costa septentrional de la isla de Cerro Nevado y frecuentaban Seymour para hacer reconocimientos geológicos y para aprovisionarse de huevos y carne en la Pingüinera.

También hay determinados sectores modelados por procesos acumulativos, fundamentalmente en relación con importantes aportes fluviales o corrientes de deriva/oleaje, originándose depósitos deltaicos o de *fan delta* (69), como en las desembocaduras del cañadón Díaz (Fig. 7.71), arroyo de la Traición en punta campamento (Fig. 7.73A) o en la caleta Larsen (Fig. 7.67). Asimismo, se originan playas arenosas con gravas y, si se movilizan importantes volúmenes de arena, como en caleta Larsen, dan lugar a un *cordón arenoso* (61, q) que se prolonga formando una destacada *flecha litoral* (63). Dicha caleta (pequeña bahía), se configura como una inflexión en la línea de costa a partir de la cual, se ha desarrollado una flecha *espiga* de orientación S-N, producto de la acción de una corriente marina paralela a la costa y de igual dirección (Rinaldi *et al.*, 1978). Actualmente, la punta de la flecha tiene un menor desarrollo, pues aparece recortada respecto a la forma y dimensiones reflejadas en las topografías anteriores, como la de 1990 y en la de la propia base topográfica del mapa de 1995.



**Figura 7.63.-** A.- Aspecto del escarpe acantilado vertical  $\geq 50\text{m}$  (52), orientado al NNE del litoral SO de la bahía López de Bertodano, a 1,5 km al E de cabo Bodman. La pared presenta una sucesión de grandes acanaladuras cóncavas subverticales, de unos 5 m de anchura con estrechos y agudos resaltes separadores. En la base del acantilado y bajo las acanaladuras, aparecen acumulaciones de flujos de barro y nieve, y en menor proporción gelifractos caídos directamente por gravedad. Esta morfología se origina al fundirse y/o desprenderse las cornisas de nieve formadas a sotavento, en la parte superior del escarpe. B.- Vista hacia el NO de los acantilados (52) de cabo Bodman con desniveles  $\leq 60\text{m}$ . Este tramo presenta, en su parte inferior, un talud prácticamente continuo de derrubios formados por la acumulación de coladas de barro (*debris flows*) y gelifractos desprendidos de los nichos de nivación o del escarpe expuesto en la parte superior. En su base, (primer plano de la imagen), se desarrolla una playa intermareal de cantos y bloques (56) con cierta pendiente. C.- Vista hacia el OSO, desde el nivel del K-Pg, de la costa acantilada entre punta Pingüino y el estrecho Picnic. El acantilado está cortando a diferentes unidades cretácicas de la Fm López de Bertodano (7, 8 y 9), variando la inclinación del escarpe desde totalmente vertical a subvertical ( $\geq 70^\circ$ ), a la vez que presenta tramos con diferentes desniveles, oscilando entre los 60 m (52) y los 10 m (51). D.- Tramo de litoral bajo al NE de La Pingüinera, intercalado dentro de la costa SE, predominantemente acantilada. Dicho tramo coincide con la salida al mar de diversos valles y abanicos aluviales (35, g). E.- Los acantilados con mayor desnivel de isla Marambio, ( $\geq 100\text{m}$ , 53), que alcanzan los 175-200 m y bastante verticalidad, corresponden al litoral N de la bahía Pingüino, extremo S de La Meseta. La vertiente presenta dos tramos diferenciados con perfil cóncavo y una ruptura de pendiente, señalada por la alineación de neveros, que va ganando cota progresivamente desde los 50 m (izquierda), hasta los 100 m (derecha); el tramo inferior más corto y verticalizado, presenta un talud de derrubios (42, j) bastante continuo (*talus debris*) y conos (35, g) al pie, mientras que el superior es bastante más tendido y netamente cóncavo, coincidiendo en gran parte con la superficie basal de rotura de un gran deslizamiento. F.- Vista cenital desde el borde del acantilado (parte dcha.) de la foto E. El desnivel es del orden de 175 m y la ruptura de pendiente, coincide con la hombrera donde se acumula la nieve (75 m por debajo). Al pie del acantilado una playa intermareal de cantos (56) y acumulación de bloques originado por un desprendimiento rocoso (15, *rock fall*) desde la cornisa superior, constituida por areniscas rojizas con *Turritella* (38, t).



**Figura 7.64.- A.-** Acantilado (52) activo de unos 50 m en el borde de La Submeseta, al S de la flecha de caleta Larsen. Al pie, acumulación de grandes bloques de areniscas rojas y coquinas procedentes de niveles intercalados en la serie del escarpe (38, 39, Fm Submeseta). Por delante se desarrolla una playa mareal formando un cordón litoral de arena (61, q). **B.-** Vista hacia el SO del tramo litoral entre punta Campamento y punta Sergios, en la costa oriental. Entre estos dos salientes la costa forma un suave entrante cóncavo, limitado por un acantilado activo vertical ( $\leq 25$  m, 51), que a su pie desarrolla una playa mareal de cantos y bloques subangulosos, junto a pequeños afloramientos rocosos del sustrato, al que le sigue una extensa y amplia barra de arenas.

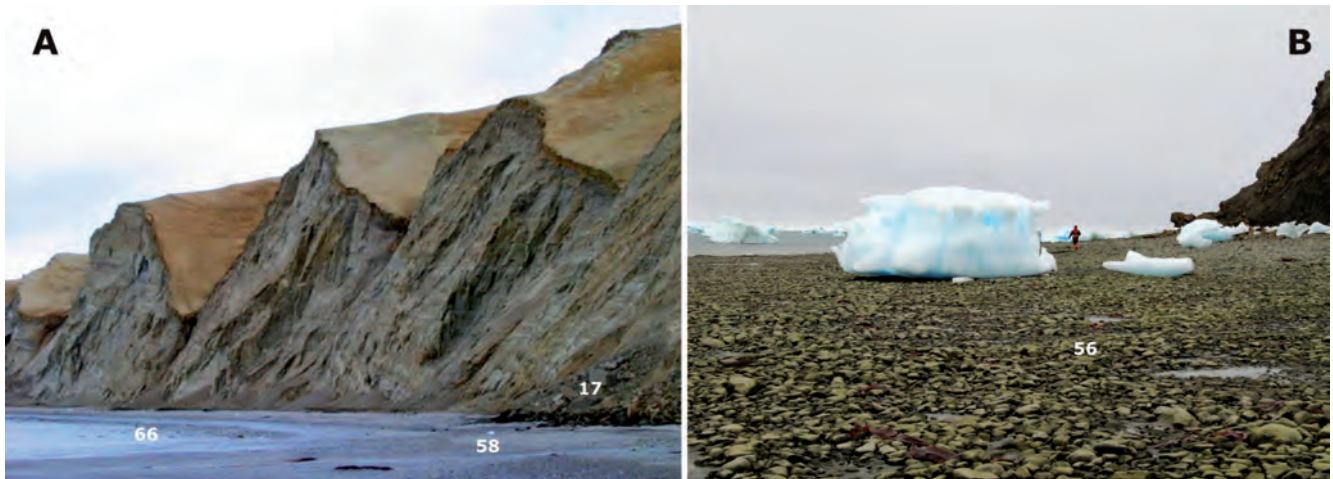


**Figura 7.65.- A.-** Flujo de barro (*mud flow*) por la fusión de un nicho de nivación localizado en la parte alta del acantilado ( $\sim 8$  m, 51) en la costa meridional de la bahía López de Bertodano (E de cabo Bodman). El sustrato corresponde a lutitas arenosas oscuras bioturbadas (7) cretácicas. **B.-** Playa de cantos y bloques y presencia de varias oquedades en la base del acantilado vertical ( $\sim 5$  m de altura, 51) junto a cabo Lamas. Dichas oquedades coinciden con zonas de diaclasado subvertical más penetrativo, sobre lutitas y niveles de areniscas muy finas litificadas (2) del cretácico. El origen es incierto, pudiendo haber sido excavadas artificialmente durante la expedición de Nordenskjöld.

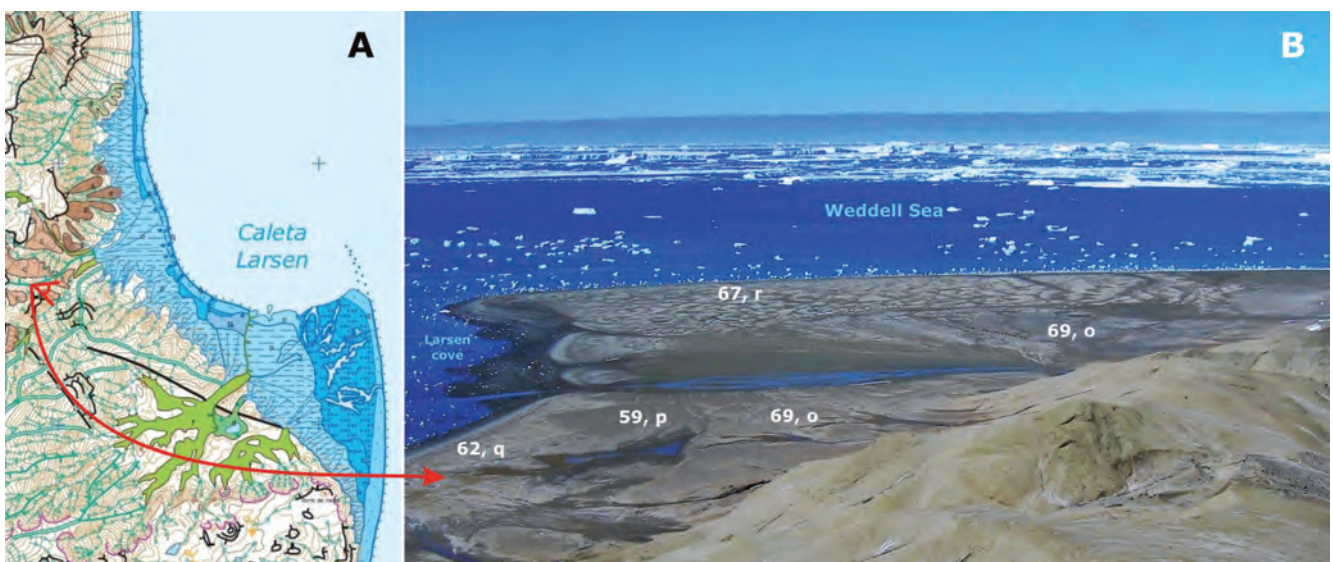
Sobre la llanura de mareas arenosa (67, r) de la flecha se aprecian un conjunto de discretos relieves alargados aplanados alternando con depresiones o surcos intercomunicados, que acumulan sedimentos más finos y que funcionan como canales mareales. Los desniveles entre las respectivas formas no parecen superar los 0,5 m de altura (Figs. 7.67B y 7.68D). Estas morfologías se interpretan aquí como correspondientes originalmente a un sistema de barras (*megaripples*) de arena y surcos erosivos, y no exclusivamente a domos y colinas irregulares de congelamiento (*pingos*), tal como las interpretó Corte (1982), aunque finalmente, dicho autor los asigna en su esquema morfológico como de origen incierto. Por otra parte, en la presente interpretación, no se excluye el desarrollo de estos procesos geocriogénicos sobre dichas formas deposicionales previas, máxime tratándose en este caso de sedimentos arenosos, muy porosos, que favorecen el desarrollo de núcleos de hielo de inyección (singenético). La formación de los núcleos de hielo acentuarían dichas formas y su posterior colapso por termorrosión en algunos de ellos, originando pequeñas depresiones subcirculares cerradas y poco profundas en su interior, tal como se pueden apreciar en la imagen satelital de la Fig. 7.49B.

La caleta al abrigo de esta flecha, ha ido colmatándose por los *fan deltas* (69, o) que depositan las corrientes fluviales que desembocan en la misma, con cabeceras en el extremo NO de La Meseta y en el relieve de los *Altos de Ekelöf*. También se ha identificado, en su sector interno, el depósito correspondiente a una terrazza marina (59, p) situada a unos 3-5 m (Fig. 7.67), identificada como *terrazza baja* (1-2 m) por Zinsmeister (1980) y como *terrazza inferior*, por Fukuda *et al.* (1992). Estos últimos autores identifican sobre dichos depósitos, estructuras de *tundra polygon* con cuñas de hielo que indicarían la existencia de un grueso permafrost bajo ellos. Las dataciones obtenidas mediante  $C^{14}$  sobre restos de algas marinas encontradas dentro de dichos depósitos, les proporcionaron unas edades corregidas de  $2090 \pm 90$  años BP y de  $2910 \pm 120$  años BP para dichos restos y para la terraza marina que los contienen.

Se forman igualmente cordones litorales o bermas de gravas y cantos (62, q) por retrabajamiento del oleaje al pie de los acantilados o en el frente de los *fan deltas*; en éste último caso, dicho cordón pueden represar el drenaje terrestre y, detrás de ellos, en



**Figura 7.66.- A.-** Acantilados ( $\leq 40$  m, **52**) con valles colgados por el rápido retroceso de los mismos entre punta Campamento y el valle de las Focas (costa NO). Al pie del acantilado se depositan temporalmente pequeños conos de derrubios (gelifractos) y acumulaciones debidas a desprendimientos del escarpe (**17**) por socavamiento basal y/o a favor del diaclasado. Bajo el acantilado se desarrolla una estrecha playa mareal fangosa (**58**) de escasa pendiente, seguida de una amplia llanura de mareas también fangosa (**66**) de escasa pendiente, seguida de una amplia llanura de mareas también fangosa (**66**). Destaca el manto de meteorización continuo (limo criogénico de color amarillento) relacionado con la capa activa del permafrost y que recubre la superficie topográfica de los relieves, contrastando con los afloramientos frescos del sustrato correspondientes a Alm. Acantilados I (32) de la Fm La Meseta. **B.-** Parte inferior de la playa intermareal de cantos y bloques (**56**) al pie de los acantilados de cabo Wiman. El depósito forma un pavimento compacto de bloques aplanados y ligeramente pulidos, muy probablemente, por la acción abrasiva del pack de hielo y de los abundantes témpanos (*drift-ice*) que arriban y encallan en este sector de la costa.



**Figura 7.67.- A.-** Detalle de la cartografía geomorfológica del entorno de la caleta Larsen donde se muestran en color azul y con topografía muy plana y baja, los diferentes depósitos y elementos (formas) relacionados con la morfogénesis litoral y que rellenaron parcialmente la bahía. Punto de vista de la imagen B. **B.-** Panorámica de los abanicos (*fan deltas*, **69, o**) y llanura mareal que configuran la flecha arenosa de caleta Larsen. Al fondo destacan en tonos blanquecinos las barras arenosas y canales oscuros de la llanura arenosa (**67, r**; ver también Fig. 7.49B). Estos depósitos contrastan con los relieves escarpados del antiguo litoral, previos al inicio de la formación y crecimiento de la flecha (primer plano a la izquierda).

la playa alta (*backshore*) se forman discretas depresiones supramareales de carácter salino, debidas al propio *spray* marino y/o a los ocasionales desbordamientos del cordón por el oleaje durante las tormentas, como sucede en la propia caleta Larsen (Fig. 7.68B) o, en la costa NO, cerrando el valle de las Focas (Fig. 7.14C). En otros casos, estos cordones se desarrollan a una cierta distancia y subparalelos a la costa (barra litoral), formando pequeñas islas barrera, como es el caso de bahía Fósiles, donde dicha barrera (Fig. 7.69A) deja detrás de ella una pequeña laguna litoral o *lagoon* (Fig. 7.69B) con régimen de funcionamiento controlado por la dinámica de las mareas, mediante su comunicación a través de canales mareales (**68**) y estrechos pasos o bocas (**65**) que rompen el cordón (*tidal inlets*), por los que fluye la ocasional escorrentía terrestre durante la bajamar.

En bahía Fósiles, estas islas barrera aparecen constituidas por gravas con cierta selección, con cantos de entre 1 y 5 cm, poco re-trabajados, de subangulosos a subredondeados y de litologías variadas; en su mayor parte dicho material ha debido de ser aportado por la fusión de los pequeños témpanos de hielo con depósitos de *till* (morrenas internas), que alcanzan la costa (Fig. 7.69), puesto que el sustrato cretácico es muy lutítico (3, Fm López de Bertodano), aunque con concreciones dispersas. No obstante, en la mayoría de los casos, los depósitos litorales similares que forman estrechas playas a pie de acantilados, proceden del dominio terrestre, y los clastos, que derivan de la erosión del mismo, corresponden a niveles de areniscas, canales de brechas y coquinas cementadas o fragmentos de concreciones del sustrato.



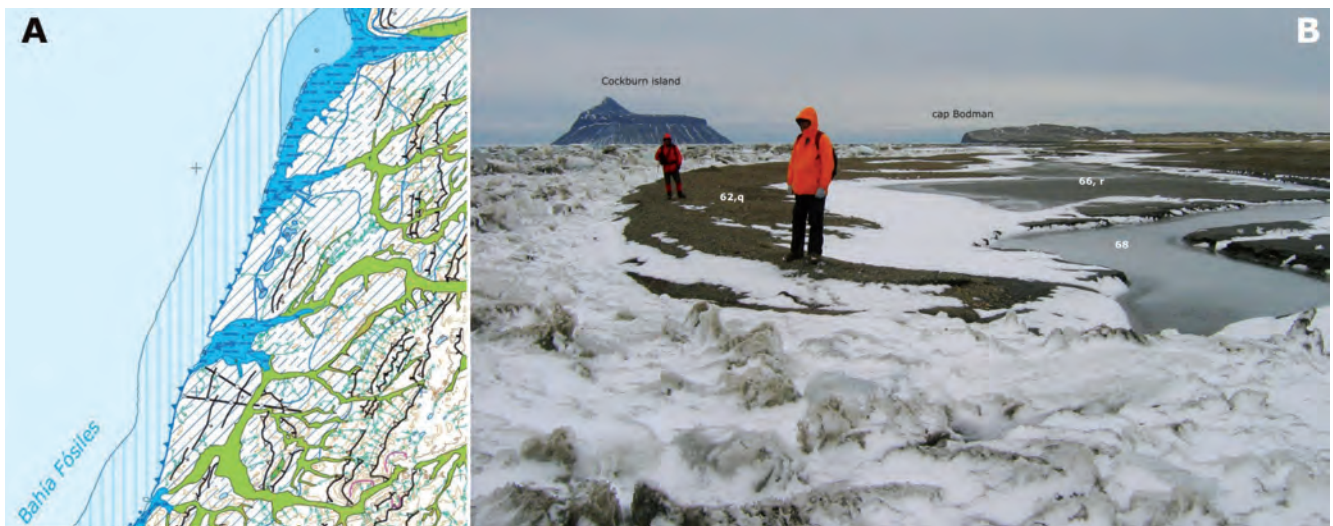
**Figura 7.68.-** A.- Playa intermareal arenosa (57) y cordón de arena y gravas (62, q) formando un suave relieve convexo (berma de tormenta) en el borde exterior de los fan deltas (69, o). Estas bermas de gravas se forman por el reabajamiento (oleaje y mareas) de los *fan deltas* y en menor proporción por el *till* depositado tras la fusión de pequeños témpanos encallados (*drift-ice*). Entre el cordón y el pie del abanico puede existir una pequeña depresión salina, ocasionalmente inundada (64, s). Al fondo los relieves acantilados de la paleo-ribera litoral. B.- *Fan delta* (69, o) confinado en su extremo distal por el cordón de gravas (62, q) de la imagen A. Se aprecian varias de las roturas del cordón (65) (*tidal inlets*) por donde desagua la escorrentía y, en marea alta y/o tormentas, ocasionalmente, penetra el mar. Hacia la derecha, aparece una de éstas zonas salinas (blanquecina) supramareales (64, s), ligeramente deprimida entre la berma y la parte distal del abanico. C.- Detalle del pequeño escarpe de erosión fluvial (37, en verde en Fig. 7.67A) existente entre los depósitos de la terraza marina de la derecha (59, p), y los del propio *fan delta* (69, o), cuyo flujo hídrico se expande por casi toda su superficie. Al fondo, destacado, el perfil de relieve aplanado de La Submeseta, sobre el que se configuraba la antigua línea de costa acantilada. D.- Aspecto de la llanura arenosa (67, r) asociada a la flecha litoral de la caleta Larsen (Figs. 7.67 y 7.49B). Este litoral de acreción o acumulación presenta una llanura mareal conformada por un sistema de barras de arena (*megaripples*) y surcos con depósitos limosos. Las barras arenosas de techo aplanado no superan los 0,5 m de altura, son discontinuas y muestran forma sinuosa, y se alternan con los surcos, los cuales (los de mayor continuidad) funcionan como verdaderos canales mareales (68).

En determinados sectores de la costa occidental de la isla, donde ésta es más baja y el acantilado de pequeña magnitud, se han reconocido diferentes superficies de arrasamiento o terrazas marinas antiguas (*raised terraces*), por lo general con escaso depósito y algo degradadas por la fuerte incisión. Las variaciones altitudinales a largo plazo, del nivel medio del mar debido a las oscilaciones glacio- y tectono-eustáticas, quedan reflejadas por los correspondientes depósitos litorales *colgados* y desconectados de la propia dinámica litoral actual, como son todas estas plataformas de abrasión (*rasas*) y terrazas marinas, que marcan la evolución de la línea de costa en tiempos pasados.

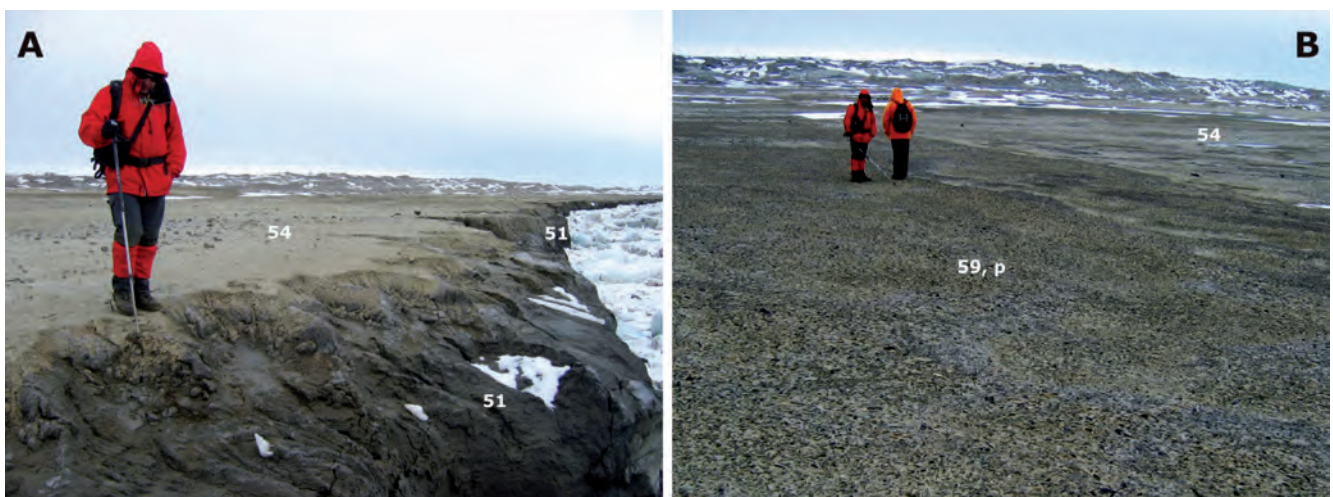
Es en bahía Fósiles, donde estas superficies de arrasamiento marino muestran mayor representación cartográfica y donde se han diferenciado tres niveles de abrasión: el más alto, se dispone en su extremo septentrional y se desarrolla entre +8-10 m. El nivel intermedio se desarrolla en su zona más interna a unos +5 m, con acumulación de pequeños cantos (59, p) en algunas zonas (Fig. 7.70B), y, por último, el más bajo y de menor extensión entre +2-4 m, que aparece colgado mediante un pequeño escarpe subvertical (51) sobre el mar (Fig. 7.70A). Todas estas superficies de arrasamiento presentan sobre ellas, esporádicos cantos de rocas

basálticas exóticas con respecto al sustrato sobre el que se desarrollan, y que debieron ser transportados y depositados allí por pequeños témpanos de hielo (*drift-ice*).

En las desembocaduras de los más importantes cursos aluviales se configuran pequeños entrantes estuarinos (bahía Fósiles, estrecho *Picnic*) que corresponden al tramo final del valle y que tienen un régimen de funcionamiento hidrológico controlado por las descargas fluviales y la dinámica marina. Incluso donde los caudales fluviales son más importantes y constantes, el propio canal fluvial de la desembocadura (72) funciona en el flujo (subida) de la marea, como sucede en el cañadón Díaz. Cuando el aporte de sedimentos fluviales supera la capacidad de redistribución por procesos marinos, tiene lugar la progradación de la sedimentación fluvial sobre la plataforma mareal, dando lugar a la formación de deltas o de abanicos costeros (*fan deltas*) (69, o) como ocurre en la caleta Larsen o, en la bahía López de Bertodano, donde los del cañadón Díaz (Fig. 7.71) y del arroyo de la Traición, son los de mayores dimensiones, aunque apenas llegan a desarrollar una llanura deltaica superior (70, o) subaérea, con canales distributarios por encima de la marea alta y, en la parte inferior, un frente deltaico (71, o).



**Figura 7.69.- A.-** Detalle de la cartografía geomorfológica del entorno de bahía Fósiles. Se trata de una costa baja bastante plana, conformada por varias plataformas de abrasión marina con diferente grado de conservación (**54** y **55**), alguna con depósitos de gravas (**59, p**), y desembocaduras fluviales de tipo estuarino (**66, r**; **68**; **64, s**), y un cordón litoral de gravas (**62, q**) formando una sucesión de pequeñas islas barrera. El acantilado (**51**,  $\leq 25$  m), en realidad, corresponde a un pequeño escarpe de entre 2-3 m de desnivel (Fig. 7.70A). **B.-** Vista hacia el NNE del cordón de gravas (**62, q**) subparalelo a la costa sobre el que se amontonan (izda.) pequeños témpanos de hielo (*drift-ice*). Este cordón discontinuo conforma pequeñas *islas barrera* en el litoral de bahía Fósiles. Por detrás de las barras, se desarrolla un discreto *lagoon* con llanura intermareal fangosa (**66, r**) y canales mareales (**68**).



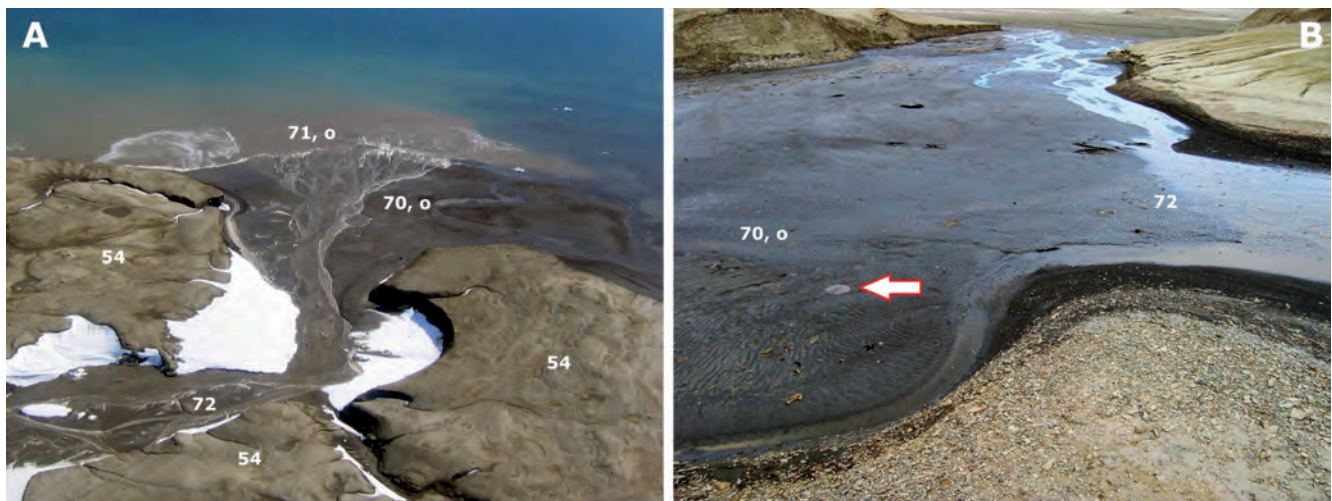
**Figura 7.70.- A.-** Pequeño escarpe ( $\geq 2$  m) acantilado (51), afectando a la plataforma de abrasión marina (**54**) de +1-2 m, labrada sobre lutitas arcillosas cretácicas (3, Fm López de Bertodano) en el litoral de bahía Fósiles (vista hacia el SSO). **B.-** Aspecto de la terraza marina (**59, p**) de +4-5 m, constituida por un depósito pelicular de gravas subangulosas de litologías variadas, inmersos en una matriz limo-arcillosa que, muy posiblemente corresponda al propio sustrato cretácico alterado. A la derecha y algo más baja, la plataforma de abrasión (54) de A.

En el sector más interno de la bahía López de Bertodano, junto al cañadón Díaz (*Cross Valley*) (Fig. 7.72A), Zinsmeister (1980) identificó tres niveles de terrazas marinas: la *primera* (+1-2 m) preservada únicamente en la desembocadura y a lo largo de los márgenes del río. La *segunda* y más extensamente preservada (+4 m) forma una amplia plataforma que se extiende a lo largo de la costa de esta parte de la bahía. La *tercera* (+18 m) es bastante estrecha y está sólo preservada en una posición intermedia entre la base del extremo SO de La Meseta y la terraza intermedia.

Durante la realización del mapa geomorfológico, se han identificado claramente dos niveles marinos que consideramos equivalentes a la segunda y tercera terraza de Zinsmeister (1980), aunque los intervalos de cota asignados a ambos, según la topografía actual, resultan algo más amplios.

Al E del cañadón Díaz se pueden identificar dos niveles de abrasión marina colgados. El más alto (+17-20 m), se conserva, actualmente,

ocupando una posición de interfluvio, por ello muestra una forma estrecha y alargada y aparece recubierto de un depósito (pavimento) de pequeños cantos (**59, m**) (Fig. 7.72B). Por debajo de éste nivel, tras un escarpe pronunciado se reconoce otra superficie de arrasamiento sin depósito o con algún canto disperso, pero mucho más extensa que se desarrolla entre los +7-10 m (Fig. 7.72B y C). La superficie de ésta *rasa* marina aparece más degradada por la formación de pequeñas depresiones originadas por deflación eólica, con lagunillas temporalmente encharcadas. En este mismo entorno pero hacia el O del cañadón Díaz este arrasamiento se mantiene discontinuo y más degradado, entre +5-10 m. Más al O, sobre la costa meridional de la bahía, donde se instaló el campamento en *GeoMarambio 2007* (Fig. 7.72A y C), cercano al actual refugio *Casa de Botes*, se extiende con bastante continuidad una terraza marina (**59, n**) más o menos equivalente (+5-10 m), con depósito irregular de gravas, localmente degradada por la incisión fluvial; dicha terraza marina enlaza perfectamente la terraza de criopedimentación (**45, i**), que se extiende



**Figura 7.71.- A.-** Vista aérea (hacia el NO), del delta formado por el cañadón Díaz en su desembocadura a la bahía López de Bertodano. La escorrentía fluvial es escasa, aunque permanente en verano y, cuando sube la marea, penetra inundándose el canal fluvial (72) hasta por encima del recodo con nevero de la derecha. Sobre la llanura mareal fangosa se desarrolla una llanura deltaica proximal plana (70, o) que prácticamente se cubre en marea alta y una franja distal o frente deltaico (71, o). **B.-** Detalle desde el mismo escarpe ( $\leq 5$  m) del recodo de la desembocadura de la imagen A en bajamar. Con la subida de la marea, el flujo marino penetra a través del canal fluvial inundándose aguas arriba durante la pleamar hasta el fondo de la imagen, dejando algas y diversa fauna marina, como la medusa señalada con la flecha.

ganando progresivamente cota, hasta el pie de los relieves situados inmediatamente al sur (Fig. 7.72A).

En la costa oriental de la bahía, pero mucho más hacia el N, en punta Campamento, se reconoce también un amplio arrasamiento, que ya había sido anteriormente identificado por Malagnino *et al.* (1981), como una terraza marina (+7-10 m). Efectivamente se trata de una amplia superficie con depósito asociado, es decir, una terrazza marina (59, n) (Figs. 7.73A y B), cuyos afloramientos conforman sendas plataformas a ambos márgenes del arroyo de la Traición entre los 8-10 m, algo degradadas por la escorrentía superficial.

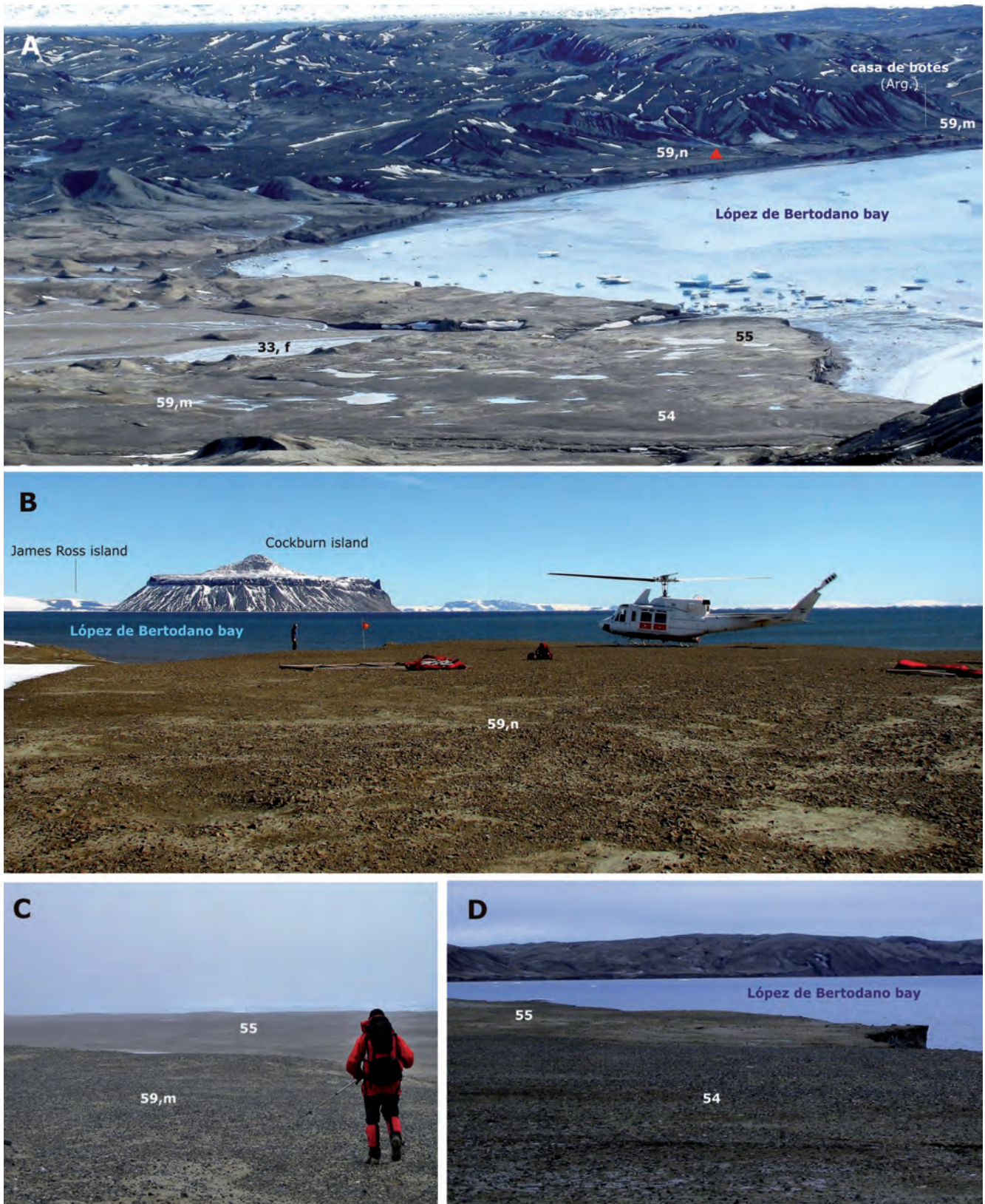
Dichas terrazas quedan colgadas sobre un escarpe acantilado vertical muy activo y en continuo retroceso, tal como se ha podido observar en las diferentes campañas, desde la primera (2006) hasta la última (2015) con campamento emplazado en dicho lugar. Allí se reconocieron clavadas unas estacas de madera, muy probablemente instaladas en 1975, para calcular las tasas de erosión (retroceso) del acantilado (Zinsmeister, 1979) o, colocadas posteriormente con similar fin, pero sin que nos conste referencia de por quién, distancia al borde, ni fecha de colocación. En la primera observación (enero 2006), las estacas de referencia estaban dispuestas paralelas al escarpe acantilado meridional y emplazadas a distancia variables, entre 0,5-2m aproximadamente del borde (Fig. 7.73C). En las sucesivas campañas a partir de la del 2006, la distancia se fue reduciendo a la vez que también desaparecían algunas estacas por el retroceso del acantilado (Fig. 7.73D). Finalmente en enero del 2015 se encontró la última estaca caída ya sobre el mismo pie de hielo del escarpe.

Conforme han ido desapareciendo las estacas de control, parece evidente que al menos cualitativamente, la erosión resulta más intensa hacia el extremo N y, de forma muy aproximada, durante los 8 años transcurridos y la distancia máxima en unos 2 m, se puede únicamente hacer la estimación de una tasa media máxima de retroceso de 0,25 m/año. Dicho valor resulta notablemente muy inferior a la calculada por Zinsmeister (1979) para la media de todas sus estaciones (0,97 m/año), e incluso para el valor más bajo de todas ellas (0,80 m/año); lo cual puede no resultar

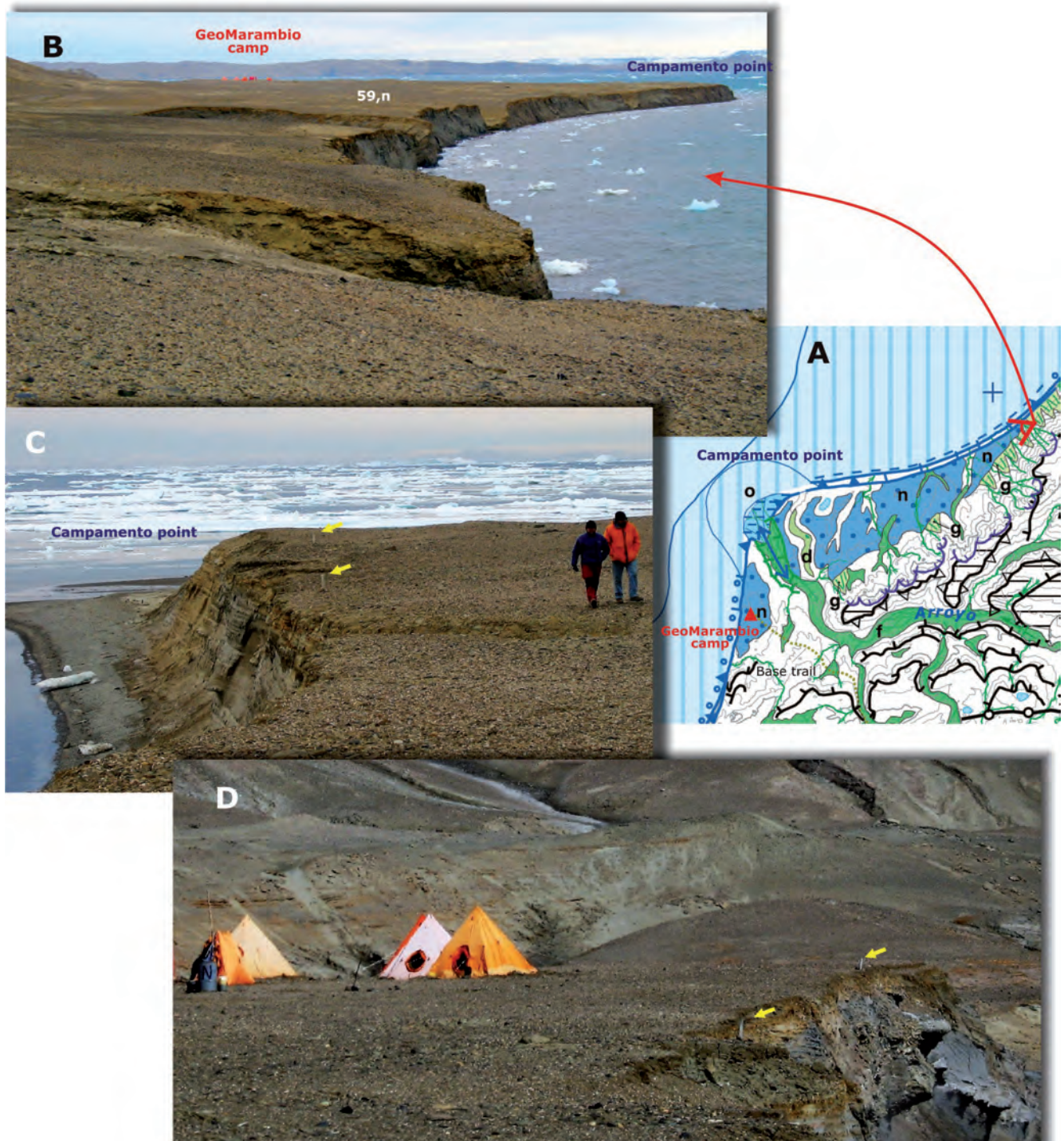
muy extraño habida cuenta de la diferencia de materiales y su respectiva competencia en los acantilados considerados. Arenas compactas, brechas de coquinas, areniscas y conglomerados en punta Campamento (Fig. 7.74A y B), frente a las muy friables arenas y lutitas interlaminadas del acantilado en la parte interna de la bahía (Fig. 7.74C y D), donde este autor colocó sus estacas de control.

Además de todas estas localizaciones de terrazas o rasas marinas reflejadas en la cartografía como tales, algunos autores mencionan, describen o plantean dudas, sobre la existencia de otras. El propio Zinsmeister (1979) cita la existencia de una cuarta terraza, "la más alta terraza reconocible localizada a 35 m, cuyos restos, de forma discontinua, aparecen a lo largo del lado suroeste de La Meseta", sin aportar ninguna referencia más concreta de localización. Con la referida cota (35 m), el único sector litoral con características de aplanamiento que se ha localizado, correspondería a los replanos (25-30 m) que aparecen al SE de punta Sergios (Fig. 7.75). Sin embargo, allí está claro que se trata de verdaderas superficies o replanos estructurales (4), relacionados con niveles duros de areniscas y brechas de coquinas de cucullaeas (unidades 34, 34cu, 35cu) (Fig. 7.75B).

Del mismo modo y considerando únicamente el concepto de aplanamiento subhorizontal con cierta isoaltitud, Malagnino *et al.* (1981), mencionan en el sector NE de la costa, por debajo de La Meseta, la existencia de una "...superficie subhorizontal que presenta una altura promedio de 60 m, que se conoce localmente como la 'submeseta' (...) elaborada sobre sedimentitas terciarias subhorizontales, razón por la cual no se descarta totalmente la posibilidad de que responda a un control estructural de bancos relativamente más duros" (Fig. 7.76). A pesar de plantear esta razonable duda, dichos autores siguen considerando que se pueda tratar de una verdadera terraza por su coincidencia en cota (débil argumento) con la terraza marina de la distante View point (bahía Düse, Península Antártica). Posteriormente, tanto Fukuda *et al.* (1992) como Ermolin y De Angelis (2002), asumen este último planteamiento, citándolas directamente como terrazas marinas: terraza media de La Submeseta a unos 50 m, para los primeros autores y como una de las unidades del relieve asignadas a terrazas marinas (Fig. 7.3) para los segundos.



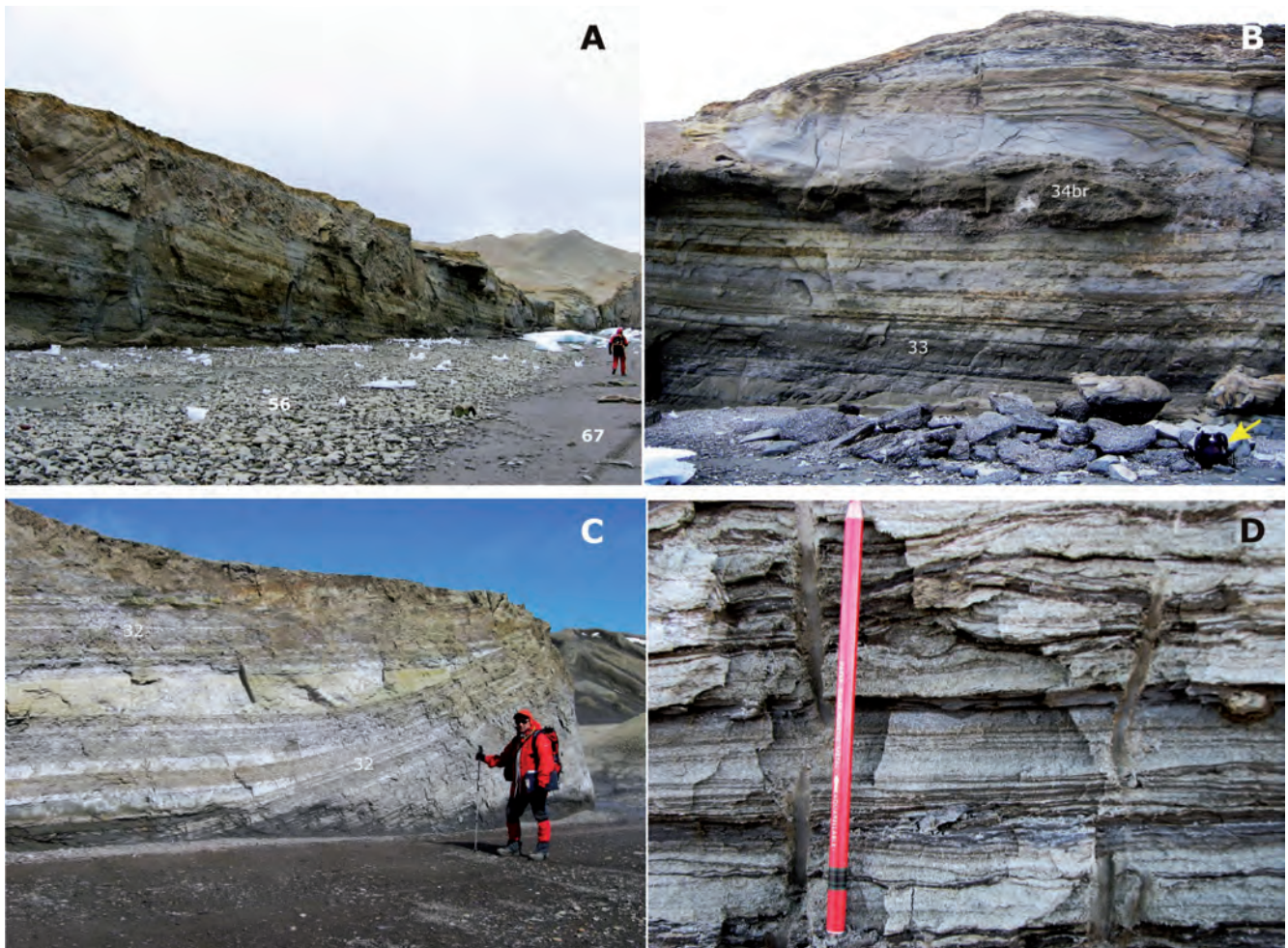
**Figura 7.72.- A.-** Vista panorámica del sector más interno de la bahía López de Bertodano desde la vertiente SO de La Meseta. Replano correspondiente a la plataforma de abrasión marina (**54, 55**) de +7-10 m (fotos B y D), con la presencia de numerosas cubetas de deflación (**47**) ocupadas por lagunas temporales (**50**). En segundo plano, al otro lado de la quebrada Díaz y siguiendo la costa, el arrasamiento (**54**) y la terraza marina (**59, n**) de +5-10 m, más estrechos pero con gran continuidad entre el relieve del fondo y el acantilado. El triángulo rojo es la posición aproximada del campamento *GeoMarambio 2007*. **B.-** Vista hacia el N del aplanamiento de la terraza marina (**59, n**) de +5-10 m sobre la costa meridional de la bahía, donde se desplegó el campamento *GeoMarambio 2007*. **C.-** Vista hacia el NO, de los aplanamientos desarrollados sobre la margen derecha del cañadón Díaz (foto A). En primer plano, el estrecho afloramiento de canturrel de la terraza marina (**59, m**) conservada a +17-20 m. En segundo término, la superficie subhorizontal, mucho más amplia, de la plataforma de abrasión marina (**55**) desarrollada entre +7-10 m y que se extiende hasta el escarpe acantilado. **D.-** Vista hacia el SO de la plataforma de abrasión marina (**54, 55**) entre los +7-10 m (foto A), con algo de canturrel y colgada sobre el acantilado (**51**) de la bahía López de Bertodano.



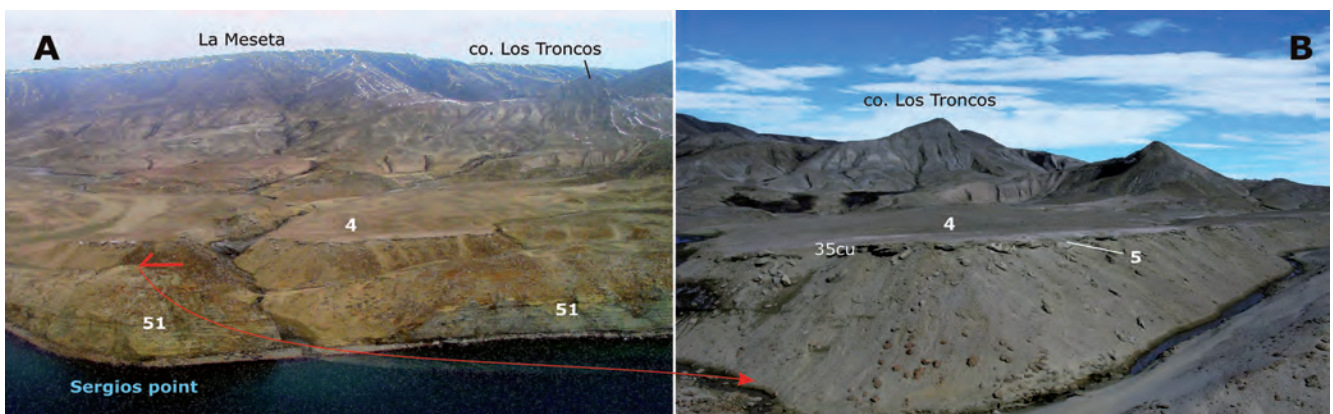
**Figura 7.73.- A.-** Detalle de la cartografía del entorno de punta Campamento. Aparecen bien representados los replanos de la terraza marina (59, n) a ambos lados del arroyo de la Traición que se encaja en ellos. El escarpe acantilado vertical (51) de entre 5-10 m de altura, muestra un retroceso muy activo. La diferente litología del sustrato promueve la existencia de una playa intermareal fangosa (58) al NE y de cantos y arena (56) al SO del delta (69, o). **B.-** Vista panorámica hacia el SO (punto de vista en A) del litoral acantilado (51, 5-10 m) de punta Campamento, visualizando el gran replano, a la derecha del arroyo de la Traición, de la terraza marina (59, n). Al fondo y enrasado con éste, se aprecia el campamento *GeoMarambio* (2006, 09, 11, 14, 15), instalado sobre el otro replano de menor extensión, al sur de la desembocadura. **C.-** Situación de las estacas para el control del retroceso del acantilado durante la campaña 2006. **D.-** Posición de las estacas junto al borde del acantilado (51, escarpe  $\leq 10$  m), en el extremo S de la terraza durante la campaña 2014. En este mismo año, las estacas mostradas en la imagen C, situadas más al N, ya habían desaparecido por la erosión y retroceso del acantilado.

En realidad, lo que se había venido considerado como una única superficie subhorizontal, con *alturas promedio* a +60 m o +50 m, según autores, corresponde más bien al conjunto de diferentes replanos estructurales escalonados que entre los 40 y los 76,1 m (Fig. 7.76A), asimilados a dicha *superficie subhorizontal*. Este escalonamiento intermedio que se configura entre la propia La Meseta y el litoral acantilado del Mar de Weddell, se desarrolla, en

su mayor parte, a favor del techo estratigráfico de varios niveles que afloran, horizontales o suavemente inclinados, ( $\leq 3^\circ$ ) hacia el SE, de areniscas rojizas (38) y areniscas con *turritella* (38t) de la Fm Submeseta, que originan pequeños escarpes, resaltes de capas y superficies estructurales (7, 8, y 4) (Figs. 7.76B y C). Este control litoestructural de La Submeseta permitió assimilarla directamente a un modelado estructural (Nozal *et al.*, 2007) (Fig. 7.9).



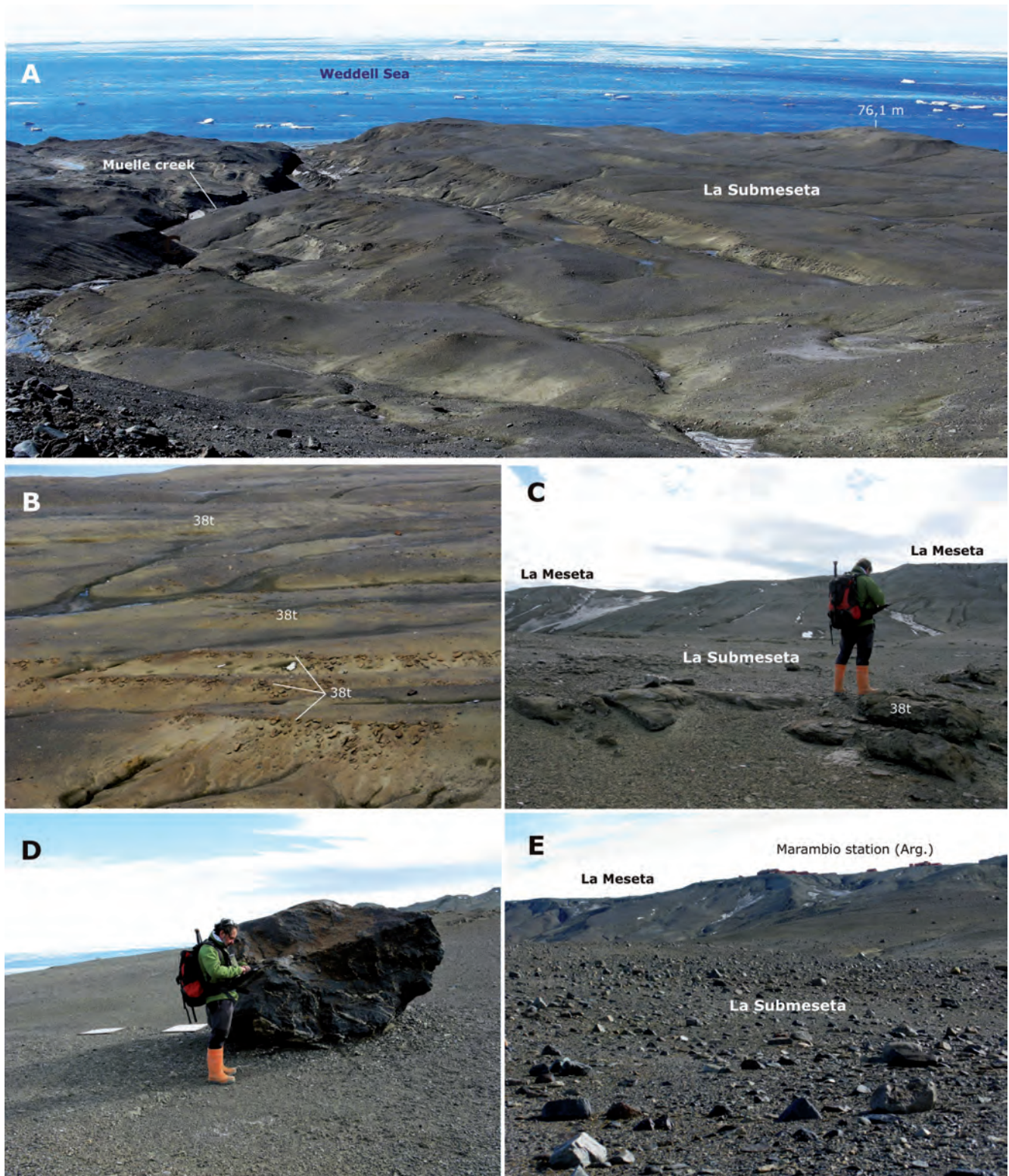
**Figura 7.74.-** A.- Escarpe acantilado vertical o con visera (51) de punta Campamento (9-10 m), con una estrecha playa intermareal de cantos y bloques (56) en su pie, seguida de una llanura mareal areno-limosa. B.- Detalle del escarpe acantilado donde se aprecia el contacto entre las arenas y lutitas compactas del Alm. Acantilados II (33) y las brechas cementadas con cucullaeas, que dan resalte (34br) del Alm. Campamento (34). A pie de acantilado se acumulan grandes bloques de brechas de coquinas desprendidas del mismo (flecha, mochila negra, 40 cm). C.- Acantilado vertical (51,  $\geq 5$  m), al SO del cañadón Díaz, tallado sobre arenas y lutitas interlaminaadas muy friables del Alm. Acantilados I (32). A pie del escarpe, directamente la llanura mareal, con los 3 m cercanos de arenas limosas y gravas de mayor pendiente, y después, una extensa ( $\geq 500$  m) y plana llanura de mareas fangosa. D.- Detalle (de foto C) de los interlaminaados centi-milimétricos de arenas blanco-grisáceas y lutitas marrones (32) del acantilado. Dichas alternancias son extremadamente blandas superficialmente, pues el lápiz (17 cm) se marca apretando suavemente.



**Figura 7.75.-** A.- Vista aérea oblicua del sector litoral de punta Sergios (a la izda.). En primer término, el acantilado litoral (51) y sobre él y adentrándose hacia el interior, se extienden entre los 20-30 m de cota, varias superficies estructurales (4), posiblemente identificadas (erróneamente) por Zinsmeister (1979) como la terraza marina de +35 m. En rojo, punto de vista de imagen B. B.- Aspecto del replano señalado en A cuya superficie coincide con el techo de una capa resistente métrica que origina el pequeño resalte estructural degradado (5); coincide con un nivel canalizado de gravas y coquinas de Cucullaea I (35cu). Por debajo de esta capa aparecen también otros niveles de areniscas con Cucullaea (34cu).

La Submeseta quedaría delimitada al S, por la escarpada margen izquierda de quebrada Grande, fuertemente encajada (50-40 m) sobre ella (Fig. 7.37) y, al N por el escarpe hacia la caleta Larsen.

No obstante, la zona mejor configurada corresponde a su mitad meridional, entre la quebrada Grande y la también incidida quebrada del Muelle (Fig. 7.76A) (arroyo Celia de Silva, 2003). Al N



**Figura 7.76.- A.-** Panorámica hacia el SE, desde la vertiente oriental de La Meseta, del sector mejor definido de la superficie subhorizontal de *La Submeseta* (+40-70m snm). Esta vertiente enlaza suavemente con la superficie de la Submeseta que, al fondo, acaba cortada en acantilado sobre el Mar de Weddell. Esta amplia superficie de casi 1 km<sup>2</sup>, se configura a favor de varios replanos estructurales de areniscas (38, t) de la Fm Submeseta. En la esquina superior derecha se aprecia un pequeño cerro destacado de cumbre plana, donde se alcanza la máxima cota de los replanos (76,1 m). Hacia la izquierda de la imagen, la superficie queda desdibujada (degradada) debido a la eficaz erosión fluvial ejercida por la quebrada del Muelle (arroyo Celia) y su red de afluentes. **B.-** sucesión de replanos estructurales sobre las areniscas rojizas del tramo inferior del Almiembro intermedio (38) de la Fm Submeseta; estos niveles duros originan, a lo largo de sus bordes, pequeños escarpes y cornisas rocosas. Los tonos oscuros sobre las superficies planas y sobre algunas vertientes, corresponden a depósitos detríticos residuales. **C.-** Vista hacia el Oeste, mostrando, en primer plano, afloramientos de areniscas rojizas (38t) subhorizontales cuyos techos de capa definen los replanos estructurales de la Submeseta. Al fondo, la vertiente que enlaza con la La Meseta. **D.-** Un gran bloque aislado constituido por esquistos negros muy deformados y con segregaciones de cuarzo, idéntica litología que la del bloque errático (38) de la Fm Weddell, junto a las “antenas remotas” (Fig. 7.41D). **E.-** Vista hacia el OSO del pavimento superficial de cantos y bloques intensamente eolizados (48) (Figs. 7.52 y 7.53A) que recubren superficialmente la zona más septentrional de La Submeseta. Al fondo, el borde NE del relieve de La Meseta en el que destacan algunos edificios de la Base Marambio.

de esta última quebrada, la superficie está bastante degradada, y además, deja de tener ese claro control lito-estructural. Es de destacar que es precisamente en la parte media del sector mejor definido y próximo al acantilado, donde se conservan los replanos estructurales más altos (76,1-71,7 m), configurados a modo de un cerro testigo (Fig. 7.76A), en principio poco compatible, o excepcional, con respecto a las características propias de los arrasamientos marinos.

Sobre los diferentes replanos estructurales es frecuente la presencia de un canturreo superficial eolizado (Fig. 7.76F) de variadas litologías, y excepcionalmente de algún gran bloque exótico (Fig. 7.76E) de la misma o similar litología que otro de los grandes bloques erráticos de la Fm Weddell (Fig. 7.41D). La composición de estos depósitos es totalmente similar al espectro litológico más grueso de la Fm Weddell y a la de los derrubios de ladera originados a partir de ella y que aparecen recubriendo sus vertientes. Estas consideraciones litológicas parecen señalar, que se trata de depósitos reciclados de carácter residual, a partir de la degradación del *drift* glaciar que recubre la superficie de La Meseta (Elliot, 1981) y el consiguiente retroceso de las sucesivas paleoacumulaciones de ladera, cuando La Meseta tenía mayor extensión.

Las observaciones geológicas y geomorfológicas realizadas, junto con las consideraciones anteriormente expuestas, permiten asumir totalmente un control lito-estructural para la Submeseta y su configuración como un conjunto de replanos estructurales escalonados, recubiertos en algunos sectores por depósitos detríticos de carácter residual en cuanto a su origen; descartándose, por tanto, las interpretaciones anteriores respecto a que se trate de una genuina superficie de arrasamiento marino.

### 7.3.10. Poligénicas o de difícil adscripción

Se incluyen aquí otras formas como son cerros ruñiformes (Fig. 7.77F), caos de bloques o grandes concreciones areniscosas aisladas (73) (Fig. 7.77E). Respecto a estas últimas, su origen tiene que estar relacionado, seguramente, con procesos diagenéticos de cementación temprana, circunscrita en numerosos casos a restos orgánicos (fósiles), frecuentemente de madera fósil. En otros casos, los procesos diagenéticos han dado lugar a cementaciones o litificaciones diferenciales de gran tamaño relacionadas con cuerpos sedimentarios más porosos (canales de arena) intercalados en otros de menor porosidad, como arcillas o finos interlaminares (Fig. 7.77A).

En ocasiones, la forma y dimensiones resultan más difíciles de explicar, como las que se presentan en su forma de *chimeneas* o torres verticales, que podrían estar relacionadas con escapes de gas o manantiales o agua, dando lugar a formas aisladas (Fig. 7.77C y D), o agrupadas en ciertos niveles sedimentarios (Fig. 7.77B) y que posteriormente, por procesos de meteorización y erosión diferencial, quedan convenientemente destacados respecto a los sedimentos de su entorno como ocurre en todos los casos. (Fig. 7.77).

Por medio de las siguientes imágenes seleccionadas y sus respectivas explicaciones, resultará más fácilmente entendible la gran variedad de tamaños y formas de concreciones y/o cementaciones diferenciales repartidas por toda la isla, de las que tan sólo se han reflejado en la cartografía las formas más conspicuas o de mayor tamaño. Algunas de éstas, por su peculiaridad, extraña o curiosa forma, se han denominado coloquialmente con los nombres que aparecen en las imágenes. Algunas de ellas, como el caso de *La Ballena* o los *Pies de Elefante*, forman parte de la toponimia

de la isla, al menos para los geólogos de las campañas argentino-españolas.

### 7.3.11. Antrópico

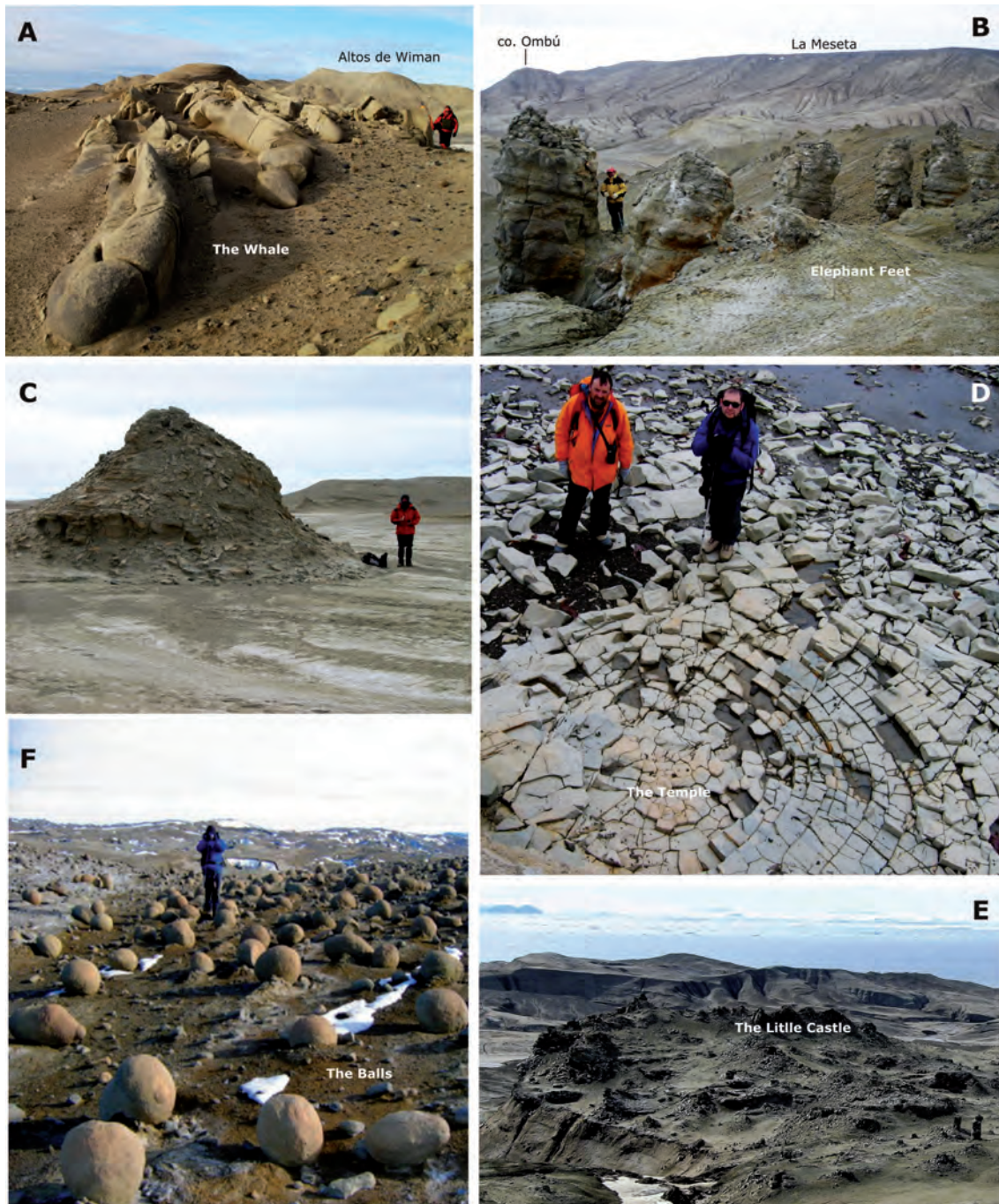
La Base Antártica Marambio, situada en la isla homónima sobre una meseta a unos 200 m sobre el nivel del mar (Figs. 7.39 y 7.79), fue fundada en octubre de 1969, siendo operada por la Fuerza Aérea Argentina (FAA). Cuenta con una pista aérea de tierra (suelo consolidado) y, para el Programa Antártico Argentino, constituye un punto clave de apoyo logístico a sus actividades científicas, no sólo en la propia isla, sino en otras bases cercanas y en los diferentes campamentos que son desplegados mayoritariamente durante el verano austral.

La base experimentó un importante crecimiento en sus inicios, quedando prácticamente estabilizada en cuanto a edificios e instalaciones anexas a mediados de la década de los 90, contando con unas 12 construcciones. Éstas aparecen distribuidas en dos bloques mayores (Figs. 7.78 y 7.79): Edificio principal (Jefatura) y hangar; además de otras 10 construcciones individuales repartidas, que hacen una superficie antropizada que supera las 2 hectáreas. Existen también más de una veintena de cisternas de combustible, dos balsas de agua funcionales, una antigua balsa colmatada (Fig. 7.79B) y diversas pasarelas metálicas elevadas que interconectan los módulos, así como varios caminos debidamente señalizados para la circulación de vehículos, maquinaria y personal durante las actividades habituales y operaciones de la base.

Como ya se mencionó, cuenta con una pista de aterrizaje (05/23) de unos 1200 m de longitud y 40 m de anchura, con trazado sub-paralelo al borde NO de La Meseta (aprox. N 65°) (7.39 y 7.79). En el año 2015 se iniciaron los trabajos para el trazado y acondicionamiento de otra pista nueva (01), con más de 1600 m por 30 de anchura, que se extendería desde cerca de las *antenas remotas* (Fig. 7.39), hasta el final de la pista actual, con un rumbo aproximado de N 25° (insinuada en la cartografía, editada en 2013).

Todas estas actuaciones relacionadas con la construcción y funcionamiento de las diferentes instalaciones y necesidades indispensables para la base, han dado lugar a una ocupación de la superficie natural de La Meseta con diferentes grados de afectaciones o impactos, principalmente sobre el paisaje y sobre del sustrato, con la particular presencia en este entorno del permafrost y, la alteración o interferencia con red natural de drenaje (Agraz *et al.*, 1998). Se puede considerar que la actividad antrópica, está concentrada básicamente en el sector NE de la superficie de La Meseta, donde se asientan la base y sus principales instalaciones y, en menor medida e intensidad, en su extremo opuesto, (*antenas remotas*), aunque con el inicio de la construcción de la nueva pista de aterrizaje, el área afectada, sin duda, va a resultar mayor.

En el apartado de la cartografía geomorfológica correspondiente a la morfogénesis antrópica, y que no pretende ser una cartografía de impactos ambientales, todas estas intervenciones llevadas a cabo por la actuación humana, se han señalado con recintos tramados que corresponden a superficies fuertemente remodeladas por el hombre (77) (*made ground* y *worked ground*; McMillan y Powell, 1999). Dichos recintos consisten en explanaciones, nivelaciones, rellenos y compactaciones, como en la pista de aterrizaje (74), o excavaciones (76) para las zanjas de drenaje de la misma (Fig. 7.79A) y para la construcción de las balsas de agua y de los correspondientes taludes de represamiento; o los caminos y senderos (75) para la circulación de vehículos, maquinaria y personal (Argentina, 2003).



**Figura 7.77.-** **A.-** La erosión diferencial hace resaltar estos canales de arenas cementadas, intercalados entre limos y arcillas sueltas en la base del Alm. Acantilados I (32) de la Fm La Meseta. El tamaño y las formas estilizadas fusiformes de estas concreciones (73), les hace asemejar el cuerpo de un cetáceo (Fig. 3.21) y llevaron a denominarlas coloquialmente como *La Ballena*. Se localiza junto a la base NE del pico Jonás (163,6 m). **B.-** Singular conjunto de concreciones columnares de hasta 3 m de altura y entre 1,5-2,5 m de diámetro, destacado entre lutitas. Por sus formas regularmente cilíndricas se les denominó *Pies de Elefante*. Aparecen desarrolladas en la unidad superior de la Fm Sobral (18). Se localizan junto al borde superior del escarpe del frente de la cuesta morfológica de Sobral próxima al cañadón Díaz. Al fondo, el plano somital de La Meseta (205-200 m) y el cerro Ombú (178,3 m). **C.-** Cerca de la desembocadura del cañadón Díaz, en medio de una amplia llanura aluvial, aparecen de forma dispersa una serie de pequeños cerritos de forma cónica que no superan los 5 m de altura. Son cementaciones selectivas sobre arenas y lutitas grises interlaminaadas del Alm. Acantilados I (32). La erosión diferencial respecto a los lábiles materiales circundantes, es el proceso que los hace destacar. **D.-** Aspecto del intenso diaclasado concéntrico y radial que presentan las cementaciones selectivas con forma de grandes cilindros (3-5 m de diámetro) y otros tantos de altura, desarrolladas sobre las arenas finas y lutitas del Alm. Acantilados I (32). Este afloramiento, que por su aspecto enlosado se le denominó *El Templo*, se sitúa adosado al pie del escarpe acantilado en el entorno del cañadón Díaz. Se supone que este tipo de forma debía ser la original de los cerros cónicos, pero en estos (foto C), al quedar aislados, se ha degradado la forma. **E.-** Aspecto del modelado por erosión diferencial de uno de los cerros ruñiformes (73) denominado *El Castillito*, originando un saliente o repisa con diferentes escalones, cerritos o torreones en ruinas que, en cierto modo, se asemeja a la fisonomía de un *castle kopje*. Se localiza en el frente compuesto de la cuesta de Sobral. En este caso el sustrato está constituido por cementaciones sobre paleocanales de areniscas con laminaciones cruzadas, intercalados entre lutitas (15, Fm Sobral). **F.-** Sorprendente paisaje de *bolas de cañón*. Se trata de una numerosa acumulación *in situ* de duras concreciones subsféricas, de entre 20-40 cm de diámetro, desarrolladas dentro de arenas y lutitas sueltas. Aparecen concentradas a techo de un nivel de areniscas cretácicas (8, Fm López de Bertodano). El posterior lavado superficial y mayormente la deflación eólica son, posiblemente, los procesos responsables de tan curioso paisaje, observándose pequeñas colas de limos no erosionados al resguardo (sotavento) de ellas.



**Figura 7.78.-** Plano esquemático representado en un panel explicativo situado junto a la pasarela elevada principal que comunica la terminal aérea con el edificio principal de la Base. El cartel visualiza la distribución e identificación de todas las dependencias e instalaciones de la Base Marambio y orienta al observador de su ubicación en la misma.

Al O de La Meseta y topográficamente por debajo de ésta (nivel de La Submeseta occidental), se ha señalado otro recinto (76), pues en dicha zona (Fig. 7.39) se llevaron a cabo significativas remociones superficiales y extracciones de áridos (arenas y gravas) para la compactación del firme de la pista.

Para el año 1995 ya se había iniciado la preparación de un análisis ambiental de las intervenciones antrópicas en la isla Marambio, que culminó con la elaboración del documento: *"Revisión Ambiental de las actividades argentinas en Base Marambio"* del Instituto Antártico Argentino (Agraz et al., 1998; Argentina, 1999). Este informe constituyó un primer diagnóstico de impacto ambiental de las actividades desarrolladas en la Base, de propuestas de sus medidas correctivas y la implementación de un programa de limpieza de *"residuos históricos"* a largo plazo. Durante las dos primeras décadas, desde el inicial funcionamiento de la base, los residuos no eran evacuados al continente, sino dejados *in situ* por los alrededores de la misma y sin mediar ningún tratamiento previo, siendo éste uno de los puntos problemáticos destacados en dicho informe, puesto que, otras actuaciones relacionadas directamente con la propia Base y su funcionamiento, correspondían a la condición de *"inevitable o irreversible"*. Gran parte de éstos residuos, mayormente tambores de combustible vacíos y/o rellenos de desechos sin clasificar, se *"depositaron"* en cabeceras de los barrancos circundantes, zonas preferentes de acumulación de nieve que los cubría (y ocultaba) y que posteriormente, por causas naturales debidas a la dinámica de laderas, la

nivación y la propia escorrentía superficial, con una activa erosión remontante, fueron arrastrados quedando repartidos a lo largo de dichas barrancas (Sánchez y Ortúzar, 2007).

Durante el periodo 1995-2007 la aplicación de dicho programa de limpieza consiguió la remoción de un volumen cercano a los 1500 m<sup>3</sup> de estos residuos (Argentina, 2003), que representa una reducción de más del 50% del volumen original de los depósitos de residuos detectados en el momento de dicha revisión ambiental y su posterior extracción del área del Tratado Antártico (Sánchez y Ortúzar, 2007).

La planificación, el desarrollo y culminación de este programa de trabajos de limpieza de residuos diseñado por el operador de la base (FAA) con el asesoramiento de la DNA que sigue vigente, está condicionada a la disponibilidad de los correspondientes recursos económicos y a sus condicionantes técnicos sobre el terreno, principalmente meteorológicos.

Se destacan dos zonas importantes de acumulación de residuos ya mencionados en el informe del Programa Antártico Argentino (2008):

Los de la zona de *"la Chacharita"* (residuos del grupo 4), principalmente de inertes: estructuras metálicas, chapas, tambores y envases de gas vacíos y, en menor cantidad, otros biodegradables como maderas (residuos del grupo 1).



**Figura 7.79.- A.-** Imagen satelital (Google Earth, 2012) del entorno de la Base Marambio. Se puede apreciar el trazado de la pista con los movimientos de tierras aledaños, así como las zanjas de drenaje longitudinal y transversales al borde NO de la pista. Los diversos edificios e instalaciones, incluidas las dos balsas de agua para el abastecimiento. En el apéndice de La Meseta, al sur de las instalaciones (*la Chacarita*), se emplaza un depósito de residuos (pendiente de extraerlos) fundamentalmente de inertes (Fig. 7.80A). En el extremo más al N de La Meseta y al NE del VOR, se localiza la cárcava con residuos inertes y un vertedero cubierto (*waste*) con antiguos residuos de todo tipo. **B.-** Detalle de las instalaciones principales de la Base con el emplazamiento de las dos balsas funcionales (*reservoirs*) de captación y almacenamiento de agua para el abastecimiento. La antigua balsa (*old reservoir*) actualmente colmatada, corresponde a la mancha oscura señalada.

Los de la cabecera del nicho de nivación y barrancas asociadas cercanas al VOR, con acumulación de tambores vacíos de combustible (residuos grupo 4), y con el vertedero semicubierto que contiene residuos (al menos a la vista): biodegradables, no biodegradables e inertes (grupos 1, 2 y 4 respectivamente). Ambas

zonas tienen un importante valor científico (geológico) por las excepcionales observaciones que pueden hacerse de las unidades geológicas que culminan el relieve de La Meseta, como son la Fm Submeseta y la Fm Weddell, en los cortes naturales de las vertientes adyacentes a dichas zonas.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGRAZ, J.L.; SÁNCHEZ, R.A.; RINALDI, C.A. and ACERO, J.M. (1998): Environmental review of the Argentine Activities at Marambio Station. Instituto Antártico Argentino. Information Paper 49, Argentina, XXII ATCM, 1998 TronsØ.
- ANDERSSON, J.G. (1906): On the geology of Graham Land. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 7: 19-71.
- ARGENTINA (1999): Environmental review of the Argentine Activities at Marambio Station, Update (1999). *Information Paper 90, II CEP, XXIII ATCM 1999 Lima*.
- (2003): Progress on the environmental restoration of Marambio Station. *Information Paper (IP-043-AR), VI CEP 4e, XXVI ATCM 2003 Madrid*.
- BASE ANTÁRTICA MARAMBIO (2017): Fundación Marambio; Buenos Aires, Argentina. <http://www.marambio.aq/basemarambio.html>.
- BLOOM, A.L. (1978): *Geomorphology. A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*. Prentice-Hall; Englewood Cliffs 482 p.
- BORZOTTA, E. and TROMBOTTO, D. (2004): Correlation between frozen ground thickness measured in Antarctica and permafrost thickness estimated on the basis of the heat flow obtained from magnetotelluric soundings. *Cold Regions Science and Technology, Elsevier*, 40: 81-96.
- BÜDEL, J. (1970): Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 14: 1-57.
- (1982): *Climatic Geomorphology*. Princeton University Press. Princeton, 443 p.
- CORTE, A.E. (1982): Geomorfología criogénica de la Isla Seymour (Base Vicedomadoro Marambio)-Antártida Argentina. *Revista de Asociación Geológica Argentina*. 37 (3): 331-347.
- CRUDEN, M.C. and VARNES, D.J. (1996): Landslide types and processes. En: Turner, A.K. and Schuster, R.L. (Eds.): *Landslides: Investigations and Mitigation*. Special Report 247. National Academy Press. Washington. 36-75.
- ELLIOT, D.H. (1981): Glacial geology of Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*. 16 (5): 66-67.
- ELLIOT, D.H.; RINALDI, C.; ZINSMEISTER, W.J.; TRAUTMAN, T.A.; BRYANT, W.A. and DEL VALLE, R. (1975): Geological investigations on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*. 10 (4): 182-186.
- ERMOLIN, E. (2009): Permafrost y hielos subterráneos en el sector Norte de la Península Antártica. En: *El Agua en el Norte de la Península*

- Antártica*. Cap. 4. (Silva, A. ed.). Subsecretaría de Recursos Hídricos, Buenos Aires, Argentina. 83-104.
- ERMOLIN, E. y DE ANGELIS, H. (2002): Procesos exógenos en el permafrost de Isla Marambio (Seymour), Península antártica. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, 2002*. (2): 463-469.
- ERMOLIN, E. y SKVARCA, P. (2004): Estudio de las variaciones de la capa activa en Isla Marambio. *Actas Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. 2004, Bs.As.; resumen expandido CD (RE 101GH) 4 p.
- EVANS, J.; PUDSEY, C.J.; ÓCOFAIGH, C.; MORRIS, P. and DOMACK, E. (2005): Late Quaternary glacial history, flow dynamics and sedimentation along the eastern margin of the Antarctic Peninsula Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 24, 741-774.
- FAA (1978): Colección de fotogramas aéreos escala 1:10.000 de Isla Marambio (6 pasadas); vuelo realizado por la Fuerza Aérea Argentina.
- FUKUDA, M.; STRELIN, J.; SHIMOKAWA, K.; TAKAHASHI, N.; SONE, T. and TROMBOTTO, D. (1992): Permafrost occurrence of Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula region. En: *Recent progress in Antarctic Earth Science*, (Yoshida et al., Eds.). Terra Science Publish. Tokyo, Japan, 745-750.
- GAZDZICKI A.; TATUR A.; HARA, U. y DEL VALLE, R.A. (2004): The Weddell Sea Formation: post-Late Pliocene terrestrial glacial deposits on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 25 (3-4): 189-204.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2008): *Geomorfología*. Pearson Educación S.A., Madrid, 920 p.
- GUTIÉRREZ, M.; NOZAL, F. y MONTES, M. (2011): *Talus flatirons* en la Isla Seymour (Mar de Weddell, Antártida). Consideraciones sobre su génesis. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 25 (1-2): 9-19.
- HAMBREY, M.J.; SMELLIE, J.L.; NELSON, A.E. and JOHNSON, J.S. (2008): Late Cenozoic glacier-volcano interaction on James Ross Island and adjacent areas, Antarctic Peninsula region. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 709-731.
- HEREDIA, N.; MONTES, M.J.; NOZAL, F.; GALLASTEGUI, G. and DEL VALLE, R.A. (2005): The Gondwanic evolution of the Tabarin Peninsula (Antarctic Peninsula). In: *Gondwana 12 Abstracts* (Pankhurst, R.J. and Veiga, G.D., eds.), Academia Nacional de Ciencias, Cordoba, Argentina, 196.
- HOLMES, G.W.; HOPKINS, D.M. and FOSTER, H.L. (1968): Pingos en central Alaska. *Geophysical Survey Bulletin*, Washington 1341, 40 p.
- INGÓLFSSON, Ó.; HJORT, C. and HUMLUM, O. (2003): Glacial and Climate History of the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Artic, Antarctic, and Alpine Research*, 35(2): 175-186.
- IVANY, L.; VAN SIMAËYS, S.; DOMACK, E. and SAMSON, S. (2006): Evidence for an earliest Oligocene ice sheet on the Antarctic Peninsula. *Geology*, 34(5): 377-380.
- KATO, K.; CORTE, A.E. and FUKUDA, M. (1990): Chemical and isotopic characteristics of ice from an ice wedge in Seymour Island (isla V.Com. Marambio). Antarctic Peninsula region (I). *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Geosciences*. 4: 181-190.
- KEJNA, M. (2003): Trends of air temperature of the Antarctic during the period 1958-2000. *Polish Polar Research*. 24 (2): 99-126.
- KELLETAT, D.H. (1995): *Atlas of coastal geomorphology and zonality*. *Journal Coastal Research, Spec. Iss.* 1, 286 p.
- LAMBECK, K. and CHAPPELL, J. (2001): Sea level change through the Last Glacial Cycle. *Science* 292: 679-686.
- LIRIO, J.M.; NÚÑEZ, H.J. y DEL VALLE, R.A. (2004): Geología del Cuartario del norte de la Península Antártica. En: *El Agua en el Norte de la Península Antártica*. Subsecretaría de Recursos Hídricos, Buenos Aires, Argentina. 13-27.
- MACMILLAN, A. and POWELL, J. (1999): BGS Rock Classification Scheme Vol 4. Classification of artificial (man-made) ground and natural superficial deposits: applications to geological maps and datasets in the UK. *British Geological Survey Research Report*, RR: 99-04, 95 p.
- MALAGNINO, E.; OLIVERO, E.; RINALDI, C. y SPIKERMANN, J. (1984): Comentarios sobre depósitos glaciares de la Isla James Ross, Antártida Argentina. *Asociación Geológica argentina, Revista* 39 (3-4): 319-322 p.
- MALAGNINO, E.C.; OLIVERO, E.B.; RINALDI, C.A. y SPIKERMANN, J.P. (1981): Aspectos geomorfológicos de la isla vicecomodoro Marambio, Antártida. *VIII Congr. Geol. Arg. (San Luis)*, Actas 2: 883-896.
- MARENSSI, S.; CASADÍO, S. and SANTILLANA, S. (2010): Record of Late Miocene glacial deposits on Isla Marambio (Seymour Island), Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 22(02): 193-198.
- MARTÍN-SERRANO, A.; SALAZAR, A.; NOZAL, F. y SUÁREZ, A. (2004): *Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000: Guía para su elaboración*. Instituto geológico y Minero de España. Madrid, IGME. Serie: Otras Publicaciones. 128 p.
- MACMILLAN, A. and POWELL, J. (1999): BGS Rock Classification Scheme Vol 4. Classification of artificial (man-made) ground and natural superficial deposits: applications to geological maps and datasets in the UK. *British Geological Survey Research Report*, RR: 99-04, 95 p.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S. y OLIVERO, E. (2013): Mapa Geológico de isla Marambio (Seymour); escala 1:20.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- NOZAL, F.; MONTES, M. y SANTILLANA, S. (2007a): Unidades del relieve de Isla Marambio, Antártida. *Actas del VIº Simposio Argentino y IIIº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. DNA-IAA, Bs.As. CD-ROM, Resumen Expandido nº GEORE 828, 4 p.
- NOZAL, F.; MONTES, M.; SANTILLANA, S. y MARTÍN-SERRANO, A. (2007b): Cartografía Geomorfológica 1:10.000 en Isla Marambio (Mar de Weddell). (Maqueta del Mapa a escala 1:20.000). *Actas del VIº Simposio Argentino y IIIº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. DNA-IAA, Bs.As. CD-ROM, Resumen Expandido nº GEORE 831, 4 p.
- NOZAL, F.; MONTES, M.; SANTILLANA, S. y MARTÍN-SERRANO, A. (2008b): Unidades del relieve de Isla Marambio (Mar de Weddell, Antártida). VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canaria 14-18 julio 2008. *Geo-Temas*, v. 10, p. 232, Resumen Expandido en CD-ROM, 4 p.
- NOZAL, F.; MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M. y DEL VALLE, R. (2013): Mapa Geomorfológico de Bahía Esperanza; escala 1:10.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- OMOTO, K. (1990): Radiocarbon dating reports of Nihon University N° 2. *Proceedings of the Natural Science*. Nihon University, V. 25, 9-22 p.
- PIZARRO, H. e IZAGUIRRE, I. (2009): Limnología en el Área Norte de la Península Antártica. En: *El Agua en el Norte de la Península Antártica*. Cap. 6. (Silva, A. ed.). Subsecretaría de Recursos Hídricos, Buenos Aires, Argentina, 131-143.
- POREBSKI, S.J. (2000): Shelf-valley compound fill produced by fault subsidence and eustatic sea-level changes, Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. *Geology*, 28(2): 147-150.

- PROGRAMA ANTÁRTICO ARGENTINO (2008): Situación Ambiental de la Base Marambio, 1998-2008. Diez años de Gestión Ambiental Antártica. XIX Reunión de Administradores de Programas Antárticos Latinoamericanos (RAPAL). Buenos Aires, Argentina. Octubre 2008. 14 p. <http://www.rapal.org.ar/REUNION/DOCS/DI30.PDF>
- RABASSA, J. (1982): Estratigrafía de los depósitos glaciogénicos en el sector norte de la Isla James Ross, Península Antártica, Argentina. Vº Congreso Latinoamericano de Geología, Bs.As., 1982. Actas, 4: 237-251.
- (1984): Nuevas consideraciones sobre los depósitos glaciogénicos en el sector norte de la isla James Ross, Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(3-4): 310-318.
- REYNOLDS, J.M. (1981): The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin* 54: 123-133 p.
- RINALDI, C.; MASSABIE, A.; MORELLI, J.; ROSENMAN, L. y DEL VALLE, R. (1978): *Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida*. Instituto Antártico Argentino Contribución, 217: 1-37.
- SÁNCHEZ, R.A. y ORTÚZAR, P.V. (2007): Desarrollo de un Programa de limpieza de Residuos históricos en Base Marambio (Argentina). *Actas del VIº Simposio Argentino y IIIº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*, DNA-IAA, Bs.As. Soporte CD, Resumen Expandido. GSRE 604, 4 p.
- SANCHO, C.; GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J.L. and BURILLO, F. (1988): A quantitative approach to scarp retreat starting from triangular slope facets (central Ebro basin, Spain). *Catena Supplement*, 13: 139-146.
- SELBY, M.J. (1985): *Earth's changing surface: An introduction to the geomorphology*. 607 pp; Clarendon Press. Oxford. ISBN 0-19-823252-7.
- SHN (2016): *Tablas de Marea para la Antártida, Mar de Weddell, Isla Marambio*. Servicio de Hidrografía Naval Ministerio de Defensa. Gobierno Argentino. [http://www.hidro.gov.ar/oceanografia/Tmareas/Tb\\_Antartida1617.pdf](http://www.hidro.gov.ar/oceanografia/Tmareas/Tb_Antartida1617.pdf)
- SHNAA (1990): *Isla Marambio. Topografía y batimetría escala 1:25.000 de Isla Marambio, H-550*. Publicada por el Servicio de Hidrografía Naval de la Armada Argentina. Buenos Aires.
- SILVA, A.; SÁNCHEZ, R. y FRESINA, M. (2000): Caracterización del comportamiento hidrogeológico en la isla Marambio. *Actas 1st Joint Congress on Groundwater Fortaleza, Brasil*; soporte CD, Art. 230: 292-307.
- SILVA, A. (2003): Características hidrológicas e hidrogeológicas en el Archipiélago James Ross e Islas Shetland, área norte de la Península Antártica. *Boletín Geológico y Minero (IGME)*, 114(4): 419-432.
- (2009): Aguas Superficiales y Subterráneas en el Área Norte de la Península Antártica. En: *El Agua en el Norte de la Península Antártica*. Cap. 3: 47-82. Compilado por A. Silva. Fundación de Historia Natural Félix de Azara; Vazquez Mazzini (Eds.), Bs.As. ISBN 978-987-22121-8-6.
- SKVARCA, P.; RACK, W.; ROTT, H. and IBARZÁBAL Y DONÁNGELO, T. (1998): Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*. 27: 628-632.
- SMN Argentino (2009): Meteorología Antártica, Climatología, Base Marambio. <http://www.smn.gov.ar/>
- USGS (1995): *Mapa Topográfico Escala 1:10.000 de Isla Marambio, Antártida; Seymour Island, Antarctica (3 Hojas)*. Producido por el United States Geological Survey en cooperación con el Instituto Antártico Argentino y The Ohio State University, Bird Polar Research Center.
- VERSTAPPEN, H. Th. (1983): Synthetic Survey of Terrain. Cap. 12. In: *Applied Geomorphology. Geomorphological Surveys for Environmental Development*. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York. 277-296.
- WASHBURN, A.L. (1979): *Geocriology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*. London, Edward Arnold. 406 p.
- ZINSMEISTER, W.J. (1976): Intertidal region and molluscan fauna of Seymour Island. Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 14(4): 222-225.
- (1979): Coastal erosion on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 14(5): 16-17.
- (1980): Marine Terraces of Seymour island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 15(5): 25-26.
- ZINSMEISTER W.J. and DE VRIES, T.J. (1983): Quaternary glacial marine deposits on Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 18(5): 64-65.

## AGRADECIMIENTOS

Los editores y autores de la presente memoria y mapas que la acompañan, quieren agradecer sinceramente a la Dirección Nacional del Antártico (DNA) y al Instituto Antártico Argentino (IAA), por todo el apoyo logístico durante las Campañas Antárticas realizadas en verano austral entre los años 2006 y 2017. Especialmente al Dr. Sergio Marensi bajo cuya dirección del IAA se llevaron a cabo la mayor parte de las campañas. Su decidido apoyo a las labores cartográficas, sin duda fue fundamental para llevarlas a buen término. Se agradece así mismo, la estrecha colaboración prestada sobre el terreno por el personal logístico de la DNA, especialmente a Marcos Ríos y a Sergio Maidana (*Chipi*) y a los respectivos Jefes y dotaciones de la Base Marambio y del grupo de helicópteros Bell 212 de la FAA. Sin su ayuda, hubiera sido del todo imposible la realización de los trabajos de campo necesarios para la elaboración de la cartografía geológica y el despliegue de los investigadores mediante campamentos sobre el terreno. Agradecemos también la colaboración de los científicos e investigadores de diferentes disciplinas con los que se compartieron campañas, en especial al Dr. Francisco Tortosa por su cercanía y su siempre inestimable apoyo científico y personal.

Los trabajos fueron apoyados por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Dirección General de Investigación (DGI) de España por las acciones especiales y proyectos: CGL2005-25100-E; POL2006-13836-C03-01; CGL2007-30867-E/ANT; CTM2010-09995-E; CTM2011-30241-C02-02, CTM2014-60451-C2-2-P. Así mismo, tuvieron el apoyo del Instituto Antártico Argentino mediante proyectos internos anuales entre los años 2006-17, en el marco de la colaboración de ambas instituciones y dentro de la nueva *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica* del IGME. Queremos agradecer especialmente al Dr. Roberto Rodríguez-Fernández, Subdirector del Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica del IGME, su particular y decidida apuesta por la creación de dicha serie cartográfica, cuyos primeros mapas se presentan en esta obra.

Los autores desean agradecer al *Geomodels Research Institute* y al *Grupo de Recerca de Geodinàmica i Anàlisi de Conques* (Grant no. 2017SGR596, apoyado por AGAUR), donde se enmarca el Laboratorio Paleomagnético de Barcelona (CCiTUB-ICTJA CSIC) y especialmente a la Dra. Elisabet Beamud por su dedicación en el muestreo sobre el terreno, análisis e interpretación de los datos paleomagnéticos y magnetoestratigráficos imprescindibles para la realización de la cronoestratigrafía de la serie estratigráfica.

Finalmente, la publicación de estos mapas y la memoria que les acompaña, no hubiera sido posible sin el aliento, el apoyo, la paciencia y la perseverancia de Gloria Romero, jefa de edición de cartografía geológica del IGME que junto con Luis Fernando Miguel, han sido decisivos en la calidad gráfica y editorial de la obra. Nuestro más sincero agradecimiento a todos ellos.



## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACOSTA HOSPITALECHE, C. (2014): New giant penguin bones from Antarctica: Systematic and paleobiological significance. *C.R. Palevol.* 13: 555-560.
- ACOSTA HOSPITALECHE, C. and REGUERO, M. (2011): Evolution and biogeography of Paleogene Weddellian penguins (Aves: Sphenisciformes) of the James Ross Basin, Antarctic Peninsula. *11th International Symposium on Antarctic Earth Sciences (ISAES), Edinburgh, Scotland.*
- ACOSTA, J. and UCHUPI, E. (1996): Transtensional tectonics along the South Scotia Ridge, Antarctica. *Tectonophysics*, 267: 31-56.
- AGRAZ, J.L.; SÁNCHEZ, R.A.; RINALDI, C.A. and ACERO, J.M. (1998): Environmental review of the Argentine Activities at Marambio Station. Instituto Antártico Argentino. Information Paper 49, Argentina, *XXII ATCM, 1998 Tronsø.*
- ALFARO, P.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; MAESTRO, A.; GALINDO-ZALDIVAR, J.; DURÁN-VALSERO, J.J. and CUCHÍ, J.A. (2010): Recent tectonic and morphostructural evolution of Byers Peninsula (Antarctica): insight into the development of the South Shetland Islands and Bransfield Basin. *Journal of Iberian Geology*, 36 (1): 21-38.
- ÁLVAREZ M.J.; DEL RÍO, C.J. and MARENSSI, S.A. (2014): Revisión del género *Retrotapes* del Río (bivalvia: veneridae) en el Eoceno de la Antártida. *Ameghinian*, 51(1): 61-78.
- AMENÁBAR, C.; MONTES, M.; CONCHEYRO, A.; NOZAL, F. y SANTILLANA, S. (2018): Quistes de dinoflagelados del Eoceno de la Formación La Meseta, (Isla Seymour, Península Antártica): modelo de edad en discusión. *Resúmenes/Abstracts IX Simposio de Estudios Polares CN-SCAR, CSIC, IGME.* Madrid, 18.
- AMENÁBAR, C.; MONTES, M.; NOZAL, F. and SANTILLANA, S. (2019): Dinoflagellate cysts of the La Meseta Formation (middle to late Eocene), Antarctic Peninsula: implications for biostratigraphy, palaeoceanography and palaeo-environment. *Geological Magazine*, 1-16. DOI: 10.1017/S0016756819000591.
- AMOEDO, P. (1992): Estudio sedimentológico de la Formación Cross Valley, isla Marambio, Antártida. *Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA.* 128 p. Inédito.
- AMOROSI, A. (1995): Glaucony and sequence stratigraphy; a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal Of Sedimentary Research*, 65: 419-425.
- ANDERSSON, J.G. (1906): On the geology of Graham Land. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 7: 19-71.
- ARGENTINA (1999): Environmental review of the Argentine Activities at Marambio Station, Update (1999). *Information Paper 90, II CEP, XXIII ATCM 1999 Lima.*
- ARGENTINA (2003): Progress on the environmental restoration of Marambio Station. Información Paper (IP-043-AR), *VI CEP 4e, XXVI ATCM 2003 Madrid.*
- ASHCROFT, W.A. (1972): Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield Strait. *British Antarctic Survey Scientific Report*, Cambridge, 43 p.
- ASKIN, R. (1988): Campanian to Paleocene palynological succession of Seymour and adjacent islands, northeastern Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula.* (Feldman, R. and Woodburne, M., Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 131-153.
- (1997): Eocene-? Earliest Oligocene terrestrial palynology of Seymour Island, Antarctica. In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C., Ed.). Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena. *Terra Antarctica Publication*: 993-996.
- ASKIN, R.A.; ELLIOT, D.H.; STILWELL, J.D. and ZINSMEISTER, W.J. (1991): Campanian and Eocene stratigraphy and paleontology on Cockburn Island, Antarctic Peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 4 (1/2): 99-117.
- ASKIN, R.A. (1993): Palynology of an olistostrome at Cape Wiman, Seymour Island. *Antarctic Journal of United States*, 28(5): 49-50.
- BAKER, P.E.; BUCKLEY, F. and REX, D.C. (1977): Cenozoic volcanism in the Antarctic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, B279: 131-142.
- BARBER, P.L.; BARKER, P.F. and PANKHURST, R.J. (1991): Dredged rocks from Powell basin and the South Orkney microcontinent. In: *Geological evolution of the Antarctica* (Thomson, M.R.; Crame, J.A. and Thomson, J.W., eds.). *Cambridge University Press*: 361-367.
- BARKER, D.H. and AUSTIN, J.A. (1994): Crustal diapirism in Bransfield Strait, West Antarctica: Evidence for distributed extension in marginal-basin formation. *Geology*, 22: 657-660.
- BARKER, P.F. (1982): The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: Ridge crest-trench interactions. *Journal of the Geological Society, London*, 139: 787-801.
- BARKER, P.F. and LAWVER, L.A. (1988): South American-Antarctic plate motion over the past 50 Myr, and the evolution of the South American-Antarctic ridge. *Geophysical Journal*, 94: 377-386.
- BARKER, P.F.; DALZIEL, I.W. and STOREY, B.C. (1991): Tectonic development of the Scotia Arc Region. In: *Antarctic Geology* (Tingey, R.J. ed.). *Oxford University Press*: 215-248.
- BARKER, P.F.; KENNETT, J.P. and SCIENTIFIC PARTY. (1988): Weddell Sea palaeoceanography: preliminary results of ODP leg 113. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 67: 75-102.
- BASE ANTÁRTICA MARAMBIO (2017): Fundación Marambio; Buenos Aires, Argentina. <http://www.marambio.aq/basemarambio.html>.

- BEAMUD, E.; MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. and MARENSSI, S. (2015): Magnetostratigraphic dating of Paleogene sediments in the Seymour Island (Antarctic Peninsula): A preliminary chronostratigraphy. *Abstract, AGU. Fall Meeting. San Francisco*. GP51B-1331.
- BIBBY, J. (1966): The stratigraphy of part of north-east Graham Land and the James Ross Island group. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 53: 37 p.
- BIJL, P.K.; SLUIJS, A. and BRINKHUIS, H. (2013): A magneto-chemostratigraphically calibrated dinoflagellate cyst zonation of the early Paleogene South Pacific Ocean. *Earth Science Reviews*, 124: 1-31.
- BLOOM, A.L. (1978): *Geomorphology. A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*. Prentice-Hall; Englewood Cliffs 482 p.
- BOHATY, S.M. and ZACHOS, J.C. (2003): Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene: *Geology*, 31: 1017-1020.
- BOHOYO, F. (2004): *Fragmentación continental y desarrollo de cuencas oceánicas en el sector meridional del Arco de Scotia, Antártida*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 252 p.
- BOHOYO, F.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; JABALOY, A.; MALDONADO, A.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SCHREIDER, A.A. and SURINACH, E. (2007): Extensional deformation and development of deep basins associated with the sinistral transcurrent fault zone of the Scotia-Antarctic plate boundary. In: *Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends* (Cunningham, D. and Mann, P., eds.). *Geological Society of London Special Publication*, 290.
- BOHOYO, F.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; MALDONADO, A.; SCHREIDER, A.A. and SURINACH, E. (2002): Basin development subsequent to ridge-trench collision: the Jane Basin, Antarctica. *Marine Geophysical Researches*, 23: 413-421.
- BOHOYO, F.; LARTER, R.D.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; LEAT, P.T.; MALDONADO, A.; TATE, A.J.; GOWLAND, E.J.M.; ARNDT, J.E.; DORSCHER, B.; KIM, Y.D.; HONG, J.K.; FLEXAS, M.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; MAESTRO, A.; BERMUDEZ, O. and NITSCHKE, F. (2016): Bathymetry and Geological Setting of the Drake Passage (1:1,500,000). *BAS GEOMAP 2 Series, Sheet 7, British Antarctic Survey*, Cambridge, UK.
- BORZOTTA, E. and TROMBOTTO, D. (2004): Correlation between frozen ground thickness measured in Antarctica and permafrost thickness estimated on the basis of the heat flow obtained from magnetotelluric soundings. *Cold Regions Science and Technology, Elsevier*, 40: 81-96.
- BOTT, M.H. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96: 109-117.
- BOWMAN, V.; FRANCIS, J. and RIDING, J. (2014a): Late Cretaceous winter sea ice in Antarctica?. *Geology*, 41: 1227-1230, DOI: 10.1130/G34891.1
- BOWMAN, V.; FRANCIS, J.; ASKIN, R.; RIDING, J. and SWINDLES, G. (2014b): Latest Cretaceous-earliest Paleogene vegetation and climate change at the high southern latitudes: palynological evidence from Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 408: 26-47. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.04.018.
- BOWMAN, V.; FRANCIS, J.; RIDING, J.; HUNTER, S. and HAYWOOD, A. (2012): A latest Cretaceous to earliest Paleogene dinoflagellate cyst zonation from Antarctica, and implications for phytoprovincialism in the high southern latitudes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 171: 40-56.
- BOWMAN, V.; INESON, J.; RIDING, J.; CRAME, J.; FRANCIS, J.; CONDON, D.; WHITTLE, F. and FERRACCIOLI, F. (2016): The Paleocene of Antarctica: Dinoflagellate cyst biostratigraphy, chronostratigraphy and implications for the palaeo-Pacific margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 38: 132-148. DOI.ORG/10.1016/j.gr.2015.10.018.
- BOYNTON, W.V. (1984): Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (P. Henderson, Ed.). *Elsevier*: 63-114.
- BÜDEL, J. (1970): Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 14: 1-57.
- (1982): *Climatic Geomorphology*. Princeton University Press. Princeton, 443 p.
- BUONO, M.; FERNÁNDEZ, M.; TAMBUSI, C.; MÖRS, T. y REGUERO, M. (2011): Un Arqueoceto (Cetacea: Archaeoceti) del Eoceno medio de Isla Marambio (Formación La Meseta), Antártida. In: *Proceeding of IV Congreso Latinoamericano de Paleontología de Vertebrados, San Juan*.
- BURTON-JOHNSON, A. and RILEY, T.R. (2015): Autochthonous accreted terrane development of continental margins: a revised in situ tectonic history of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, 172: 822-835.
- CASADÍO, S.; MARENSSI, S. and SANTILLANA, S. (2006): Como morir a los 90 años en un canal de mareas. El caso de *Cucullaea raea* (Bivalvia) en el Eoceno de Antártida. Congreso; *IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Bariloche*. Resúmenes.
- CASADÍO, S.; MARENSSI, S.; SANTILLANA, S. and GRIFFIN, M. (2007): The shell accumulations in the La Meseta Formation (Eocene, Marambio island) and their interpretation within a sequence stratigraphy framework. *VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas. Comunicaciones CDRM, GEO CO701*.
- CASELLI, A.T. y MASSAFERRO, G.I. (1997): Hallazgo de peperitas en isla Marambio, Antártida: algunas consideraciones sobre su emplazamiento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3): 400-404.
- CASTILLO, P. (2011): *Proveniencia sedimentaria del Grupo Península Trinidad, Península Antártica*. Tesis doctoral. Universidad de Chile. Santiago de Chile, 148 p.
- CLEVIS, Q.; DE BOER, P. and M. WACHTER, M. (2003): Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 163: 85-110.
- COCCOZZA, C. and CLARKE, C. (1992): Eocene microplankton from La Meseta Formation. *Antarctic Science*, 4: 355-362.
- CONCHEYRO, A.; SALANI, F.; ADAMONIS, S. y LIRIO, J.M. (2007): Los depósitos diamictíticos cenozoicos de la Cuenca James Ross, Antártida: una síntesis estratigráfica y nuevos hallazgos paleon-

- tológicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(4): 568-585.
- COREN, F.; CECCONE, G.; LODOLO, E.; ZANOLLA, C.; ZITELLINI, N.; BONAZZI, C. and CENTONZE, J. (1997): Morphology, seismic structure and tectonic development of the Powell Basin, Antarctica. *Journal of the Geological Society, London*, 154: 849-862.
- CORTE, A.E. (1982): Geomorfología criogénica de la Isla Seymour (Base Vicecomodoro Marambio)-Antártida Argentina. *Revista de Asociación Geológica Argentina*. 37 (3): 331-347.
- CRAME, J.; FRANCIS, J.; CANTRILL, D. y PIRRIE, D. (2004): Maastrichtian stratigraphy of Antarctica. *Cretaceous Research*, 25: 411-423.
- CROUCH, E.M.; WILLUMSEN, P.S.; KULHANEK, D.K. and GIBBS, S. (2014): A revised Paleocene (Teurian) dinoflagellate cyst zonation from eastern New Zealand. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 202: 47-79.
- CRUDEN, M.C. and VARNES, D.J. (1996): Landslide types and processes. En: Turner, A.K. and Schuster, R.L. (Eds.): *Landslides: Investigations and Mitigation*. Special Report 247. National Academy Press. Washington. 36-75.
- DALRYMPLE, R.; MACKAY, D.; ICHASO, A. and CHOI, K. (2012): Processes, Morphodynamics and Facies of Tide-Dominated Estuaries. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Davis, R.A. and Dalrymple, R.W. Eds.). Springer, p. 79-107. DOI 10.1007/978-94-007-0123-6\_5.
- DEL VALLE, R.; HEREDIA, N.; MONTES, M.; NOZAL, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (2007): El Grupo Trinity Peninsula en la península Tabarin, extremo norte de la Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62 (4): 98-505.
- DEL VALLE, R.; ELLIOT, O. and MCDONALD, O. (1992): Sedimentary basins of the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature. *Antarctic Science*, 4: 477-478.
- DELAIR, J. (1977): *Fracturation des Roches Calcaires*. Thesis 3hme cycle, Montpellier.
- DIETRICH, R.; DACH, R.; ENGELHARDT, G.; HECK, B.; KUTTERER, H.; LINDNER, K.; MAYER, M.; MENGE, F.; MIKOLAISKI, H.W.; NIEMEIER, W.; POHL, M.; SALBACH, H.; SCHENKE, H.W.; SCHÖNE, T.; SEEBER, G. and SOLTAU, G. (1996): The SCAR 95 GPS Campaign: Objectives, Data Analysis and Final Solution. In: *The Geodetic Antarctic Project GAP95 German Contributions to the SCAR 95 Epoch Campaign*. (Dietrich, R. ed.) *Deutsche Geodätische Kommission bei der Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, Reihe B, Heft Nr.
- DIETRICH, R.; RÜLKE, A.; IHDE, J.; LINDNER, K.; MILLER, H.; NIEMEIER, W.; SCHENKE, H.W. and SEEBER, G. (2004): Plate kinematics and deformation status of the Antarctic Peninsula based on GPS. *Global and Planetary Change*, 42: 313-321.
- DINGLE, R. and LAVELLE, M. (1998): Antarctic Peninsula cryosphere: early Oligocene (c. 30 Ma) initiation and a revised glacial chronology. *Journal of Geological Society of London*, 155: 433-437.
- (2000): Antarctic Peninsula Late Cretaceous- Early Cenozoic paleoenvironments and Gondwana Paleogeographies. *Journal of African Earth Sciences*, 31: 91-105.
- DINGLE, R.; MARENSSI, S. and LAVELLE, M. (1998): High latitude Eocene climatic deterioration: Evidence from the northern Antarctic Peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 571-579.
- DOGLIONI, C. (1995): Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamics settings. *Tectonophysics*, 252: 253-267.
- DOUGLAS, P.; AFFEK, H.; IVANY, L.; HOUBEN, A.; SIJPD, W.; SLUIJSC, A.; SCHOUTENC, S. and PAGANIA, M. (2014): Pronounced zonal heterogeneity in Eocene southern high-latitude sea surface temperatures. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*. DOI:10.1073/pnas. 1321441111.
- DOYLE, P. and ZINSMEISTER, W. (1988): The new dimitobelid belemnite from the Upper Cretaceous of Seymour Island, Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. (Feldman, R. and Woodbume, M., Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 285-290.
- DUSÉN, P. (1908): Über die tertiäre flora der Seymour-Insel. In: *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar Expedition 1901-03*. (Nordenskjöld, O. Ed.), Stockholm 3: 1-27.
- DUTTON, A.; BRIAN, T.; HUBER, B.; LOHMANN, K. and ZINSMEISTER, W. (2007): High-resolution stable isotope profiles of a dimitobelid belemnite: implications for paleodepth habitat and late Maastrichtian climate seasonality. *Palaios*, 22: 642-650.
- DUTTON, A.; LOHMANN, K. and ZINSMEISTER, W. (2002): Stable isotope and minor element proxies for Eocene climate of Seymour Island. *Antarctica. Paleooceanography*, 17 (2): 1-13.
- DZIEWONSKI, A.M.; CHOU, T.A. and WOODHOUSE, J.H. (1981): Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research*, 86: 2825-2852.
- EAGLES, G. and LIVERMORE, R.A. (2002): Opening history of Powell Basin, Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 185: 195-202.
- EAGLES, G.; LIVERMORE, R. and MORRIS, P. (2006): Small basins in the Scotia Sea: the Eocene Drake Passage gateway. *Earth and Planetary Science Letters*, 242: 343-353.
- ELORZA, J.; GÓMEZ ALDAY, J. and OLIVERO, E. (2001): Environmental stress and diagenetic stress in inoceramids and belemnites from the Upper Cretaceous James Ross Basin, Antarctica. *Facies* 44: 227-242.
- ELLIOT, D.H. (1981): Glacial geology of Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*. 16 (5): 66-67.
- ELLIOT, D.H.; RINALDI, C.; ZINSMEISTER, W.J.; TRAUTMAN, T.A.; BRYANT, W.A. and DEL VALLE, R. (1975): Geological investigations on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*. 10 (4): 182-186.
- ELLIOT, D. (1988): Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, Northern Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. (Feldman, R.M. and Woodbume, M.O. Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 541-555.

- ELLIOT, D. and HOFFMAN, S. (1989): Geologic studies on Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 24 (5): 3-5.
- ELLIOT, D. and TRAUTMAN, T. (1982): Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. In *Antarctic Geoscience*. (Craddock, C. ed.). *University of Wisconsin Press, Madison*: 287-297.
- ELLIOT, D.; ASKIN, R.; KYTE, F. and ZINSMEISTER, W. (1994): Iridium and dynocist at the Cretaceous-Tertiary boundary on Seymour Island, Antarctica: Implications for the K/T event. *Geology*, 22: 675-678.
- ELLIOT, D.H.; RINALDI, C.A.; ZINSMEISTER, W.; TRAUTMAN, T.A.; BRYANT, W.A. and DEL VALLE, R.A. (1975): Geological investigations on Seymour Island, *Antarctic Peninsula*. *Antarctic Journal of the United States*, 10 (4): 182-186.
- ERMOLIN, E. (2009): Permafrost y hielos subterráneos en el sector Norte de la Península Antártica. En: *El Agua en el Norte de la Península Antártica*. Cap. 4. (Silva, A. ed.). Subsecretaría de Recursos Hídricos, Buenos Aires, Argentina. 83-104.
- ERMOLIN, E. y DE ANGELIS, H. (2002): Procesos exógenos en el permafrost de Isla Marambio (Seymour), Península antártica. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, 2002*. (2): 463-469.
- ERMOLIN, E. y SKVARCA, P. (2004): Estudio de las variaciones de la capa activa en Isla Marambio. *Actas Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. 2004, Bs.As.; resumen expandido CD (RE 101GH) 4p.
- EVANS, J.; PUDSEY, C.J.; ÓCOFAIGH, C.; MORRIS, P. and DOMACK, E. (2005): Late Quaternary glacial history, flow dynamics and sedimentation along the eastern margin of the Antarctic Peninsula Ice Sheet. *Quaternary Science Reviews* 24, 741-774.
- FAA (1978): Colección de fotogramas aéreos escala 1:10.000 de Isla Marambio (6 pasadas); vuelo realizado por la Fuerza Aérea Argentina.
- FARQUHARSON, G.W. (1984): Late Mesozoic non-marine conglomeratic sequences of northern Antarctic Peninsula (The Botany Bay Group). *British Antarctic Survey Bulletin*, 65: 1-32.
- FELDMAN, R. and WOODBUME, M. (eds) (1988): *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula* Geological Society of America, Memoir 169.
- FRIISS, E.; IGLESIAS, A.; REGUERO, M. and MÖRS, T. (2017): *Notonophar antarctica*, an extinct water lily (Nymphaeales) from the Eocene of Antarctica. *Plant Systematics and Evolution*, 303(7): 969-980. DOI: 10.1007/s00606-017-1422-y.
- FUKUDA, M.; STRELIN, J.; SHIMOKAWA, K.; TAKAHASHI, N.; SONE, T. and TROMBOTTO, D. (1992): Permafrost occurrence of Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula region. En: *Recent progress in Antarctic Earth Science*, (Yoshida et al., Eds.). *Terra Science Publish. Tokyo, Japan*, 745-750.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; BOHOYO, F.; DREHMER, L.H.; GULMEZOVA, E.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F.J.; JABALOY, A.; LOBO, F.; MALDONADO, A.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SOMOZA, L.; SURIÑACH, E.; VÁZQUEZ, J.T. and SCHREIDER, A.A. (2006c): The opening of Dove Basin: New data on the Scotia Arc development. Hobart, Australia: *2nd SCAR Open Science Conference "Antarctica in the Earth System"*, 211.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; BOHOYO, F.; MALDONADO, A.; SCHREIDER, A.; SURIÑACH, E. and VÁZQUEZ, J.T. (2006b): Propagating rift during the opening of a small oceanic basin: the Protector Basin (Scotia Arc, Antarctica). *Earth Planetary and Science Letters*, 241: 398-412.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; GAMBOA, L.; MALDONADO, A.; NAKAO, S. and BOCHU, Y. (2006a): Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 206: 267-282.
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; JABALOY, A.; MALDONADO, A. and SANZ DE GALDEANO, C. (1996): Continental fragmentation along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary (Antarctic Peninsula). *Tectonophysics*, 259: 275-301.
- GAMBÔA, L.A. and MALDONADO, P.R. (1990): Geophysical investigations in the Bransfield Strait and in the Bellingshausen Sea, Antarctica. In: *Frontier-Hydrocarbon Potential, Geology and Hazards. Antarctica as an Exploration*. (John, B.S., ed.) Tulsa, Oklahoma: *American Association of Petroleum Geologists Geological Studies*, 31: 127-142.
- GANDOLFO, M.; HOC, P.; SANTILLANA, S. and MARENSSI, S. (1998a): Una flor fósil morfológicamente afín a las Grossulariaceae (Orden Rosales) de la Formación La Meseta (Eoceno Medio), Isla Marambio, Antártida. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica* (Casadio, S. Ed.). Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 147-153.
- GANDOLFO, M.; MARENSSI, S. y SANTILLANA, S. (1998b): Flora y paleoclima de la Formación La Meseta (Eoceno medio), isla Marambio (Seymour), Antártida. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica* (Casadio, S. Ed.). Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 155-162.
- GARRETT, S.W. and STOREY, B.C. (1987): Lithospheric extension on the Antarctic Peninsula during Cenozoic subduction. In: *Continental extension tectonics*. (Coward, M.P.; Dewey, J.F. and Hancock, P.L., eds.). *Geological Society of London, Special publications*, 28: 419-431.
- GASPARINI, Z. y DEL VALLE, R. (1980): Mosasaurios: primer hallazgo en el Continente Antártico. *Antártica* 11: 16-20.
- GAZDZICKI, A.; TATUR, A.; HARA, U. y DEL VALLE, R.A. (2004): The Weddell Sea Formation: post-Late Pliocene terrestrial glacial deposits on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 25 (3-4): 189-204.
- GELFO, J.N.; MÖHRS, T.; LORENTE, M.; LÓPEZ, G.M. y REGUERO, M. (2015): The oldest mammals from Antarctica, early Eocene of the La Meseta Formation, Seymour Island. *Palaeontology*, 58: 101-110. doi: 10.1111/pala.12121.
- GHIDELLA, M. y LABRECQUE, J. (1997): The Jurassic conjugate margins of the Weddell Sea: considerations based on magnetic, gravity and paleobathymetry data. In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C.A. Ed.). Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Siena *Terra Antarctica Publication*: 441-451.

- GHIDELLA, M.E.; YAÑEZ, G. and LABRECQUE, J.L. (2002): Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea. *Tectonophysics*, 347 (1-3): 65-86.
- GHIORSO, M.S. and SACK, R.O. (1995): Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 197-212.
- GINER-ROBLES, J.L.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; GUMIEL, P.; MARTÍN-VELÁZQUEZ, S. and GARCÍA-CUEVAS, C. (2003): A kinematic model of the Scotia plate (SW Atlantic Ocean). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 179-191.
- GÓNZALEZ-CASADO, J.M.; GINER, J.L. and LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (2000): Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: not a normal backarc basin. *Geology*, 28: 1043-1046.
- GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. and DURÁN, J.J. (1999): Active tectonics and morphostructure at the northern margin of the Central Bransfield Basin, Hurd Peninsula, Livingston Island (South Shetland Islands). *Antarctic Science*, 11: 323-331.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O. (1983): The Larsen Rift: An active extension fracture in West Antarctica. In: *Antarctic Earth Science. Canberra* (Oliver, R.L.; James, P.R. and Jago, J.B., eds.). *Australian Academy of Science and Cambridge University Press*, 344-346.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG, J.G.; SCHMITZ, M.D. and OGG, G.M. (2012): The Chronostratigraphic Scale. In: *The Geologic Time Scale*, 31-42. (Gradstein, Ogg and Schmitz, eds.) Elsevier. DOI:10.1016/B978-0-444-59425.00002-0.
- GRAPES, R. (2006): *Pyrometamorphism*. Springer Verlag, Berlin.
- (2010): *Pyrometamorphism*. Springer Verlag, Berlin.
- GUTERCH, A.; GRAD, M.; JANIK, T. and PERCHUC, E. (1991): Tectonophysical models of the crust between the Antarctic Peninsula and the South Shetland trench. In: *Geological Evolution of Antarctica* (Thomson, M.R.; Crame, J.A. and Thomson, J.W., eds.). *Cambridge University Press*: 409-504.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2008): *Geomorfología*. Pearson Educación S.A., Madrid, 920 p.
- GUTIÉRREZ, M.; NOZAL, F. y MONTES, M. (2011): *Talus flatirons* en la Isla Seymour (Mar de Weddell, Antártida). Consideraciones sobre su génesis. *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 25 (1-2): 9-19.
- HAMBREY, M.J.; SMELLIE, J.L.; NELSON, A.E. and JOHNSON, J.S. (2008): Late Cenozoic glacier-volcano interaction on James Ross Island and adjacent areas, Antarctic Peninsula region. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 709-731.
- HANCOCK, P.L. and ENGELDER, T. (1989): Neotectonic joints. *Bulletin Geological Society of America*, 101: 1197-1208.
- HARA, U. (2002): A new macroporid bryozoan from Eocene of Seymour Island, Antarctic Peninsula *Polish Polar Research*, 23 (3-4): 213-225.
- HARRIS, L. and WHITING, B. (2000): Sequence-stratigraphic significance of Miocene to Pliocene glauconite-rich layers on and offshore of the US Mid-Atlantic margin. *Sedimentary Geology*, 134 (1-2): 129-147.
- HARWOOD, D. (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. and Woodbume, M.O. Eds.). *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, London*, 157: 417-432.
- HEIN, J.R.; ALLWARDT, A. and GIGGS, G. (1974): The occurrence of glauconite in Monterey Bay, California: diversity, origins, and sedimentary environmental significance. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44(2): 562-571.
- HEREDIA, N.; MONTES, M.J.; NOZAL, F.; GALLASTEGUI, G. and DEL VALLE, R.A. (2005): The Gondwanic evolution of the Tabarin Peninsula (Antarctic Peninsula). In: *Gondwana 12 Abstracts* (Pankhurst, R.J. and Veiga, G.D., eds.), Academia Nacional de Ciencias, Cordoba, Argentina, 196.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. and WILLIAMS, P.F. (1976): *An Outline of Structural Geology*. John Wiley, New York, 512 p.
- HOBBS, G.J. (1968): The geology of South Shetland Islands. IV The Geology of Livingstone Island. *British Antarctic Survey Scientific Report*, 47: 34 p.
- HOFFMAN, S. (1991): *Petrology and provenance of the Paleocene strata at Cape Wiman, Seymour Island (Antarctic Peninsula)*. Unpublished Thesis MSc. The Ohio State University, USA: 197 p.
- HOLE, M.I. and LARTER, R.D. (1993): Trench-proximal volcanism following ridge crest-trench collision along the Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 12 (4): 897-910.
- HOLE, M.J. and SAUNDERS, A.D. (1996): The generation of small melt-fractions in truncated melt columns: constraints from magmas erupted above slab windows and implications for MORB genesis. *Mineralogical Magazine*, 60: 173-189.
- HOLE, M.J.; ROGERS, G.; SAUNDERS, A.D. and STOREY, M. (1991): Relation between alkalic volcanism and slab-window formation. *Geology*, 19: 657-660.
- HOLMES, G.W.; HOPKINS, D.M. and FOSTER, H.L. (1968): Pingos en central Alaska. *Geophysical Survey Bulletin*, Washington 1341, 40 p.
- 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. and Woodbume, M.O., Eds.). *Geological Society of America, Memoir*, 169: 163-252.
- HYDEN, G. and TANNER, W.G. (1981): Late Paleozoic-Early Mesozoic fore-arc basin sedimentary rocks at the Pacific Margin in Western Antarctica. *Geologische Rundschau*, 70: 529-541.

- IGME (2004): *Edición de Cartografía Geológica: MAGNA Y MAGNA DIGITAL. Normativa y procedimientos*. Documento interno del Instituto Geológico y Minero de España, 158p.
- INERSON, J. (1989): Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin. *Sedimentology*, 36: 793-819.
- INERSON, J.; CRAME, J. and THOMSON, M. (1986): Lithostratigraphy of the Cretaceous strata of west James Ross Island. *Cretaceous Research*, 7: 141-159.
- INGÓLFSSON, Ó.; HJORT, C. and HUMLUM, O. (2003): Glacial and Climate History of the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Artic, Antarctic, and Alpine Research*, 35(2): 175-186.
- IVANY, L.; VAN SIMAEYS, S.; DOMACK, E. and SAMSON, S. (2006): Evidence for an earliest Oligocene ice sheet on the Antarctic Peninsula. *Geology*, 34(5): 377-380.
- IVANY, L.; LOHMANN, K.; HASIUK, F.; BLAKE, D.; GLASS, A.; ARONSON, R. and MOODY, R. (2008): Eocene climate record of a high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica. *Geological Society of America*, 120 (5/6): 659-678.
- JEFFERS, J.D.; ANDERSON, J.B. and LAWVER, L.A. (1991): Evolution of the Bransfield Basin, Antarctic Peninsula. In: *Geological Evolution of Antarctica* (Thomson, M.R.; Crame, J.A. and Thomson, J.W., eds.). *Cambridge University Press*: 481-485.
- KATO, K.; CORTE, A.E. and FUKUDA, M. (1990): Chemical and isotopic characteristics of ice from an ice wedge in Seymour Island (isla V.Com. Marambio). Antarctic Peninsula region (I). *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Geosciences*. 4: 181-190.
- KEJNA, M. (2003): Trends of air temperature of the Antarctic during the period 1958-2000. *Polish Polar Research*. 24 (2): 99-126.
- KELLETAT, D.H. (1995): *Atlas of coastal geomorphology and zonality*. *Journal Coastal Research, Spec. Iss.* 1, 286 p.
- KILIAN, W. and REBOUL, P. (1909): Les Céphalopodes Néocènes des Îles Seymour et Snow Hill. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar-Expedition 1901-1903*, 3: 1-75.
- KING, E.; LEITCHENKOV, G.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. and MALDONADO, A. (1994): Basement distribution in Powell Basin: understanding the tectonic controls on sedimentation. *Terra Antarctica*, 1 (2): 307-308.
- KING, E.C. and BARKER, P.F. (1988): The margins of the South Orkney microcontinent. *Journal the Geological Society, London*, 145: 317-331.
- KOMINZ, M.; BROWNING, J.; MILLER, K.; SUGARMAN, P.; MIZINTSEVAW, S. and SCOTESI, C. (2008): Late Cretaceous to Miocene sea-level estimates from the New Jersey and Delaware coastal plain coreholes: an error analysis. *Basin Research* 20: 211-226.
- KOVACS, L.C.; MORRIS, P.; BROZENA, J. and TIKKU, A. (2002): Seafloor spreading in the Weddell Sea from magnetic and gravity data. *Tectonophysics*, 347: 43-64.
- LAMBECK, K. and CHAPPELL, J. (2001): Sea level change through the Last Glacial Cycle. *Science* 292: 679-686.
- LARTER, R.D. and BARKER, P.F. (1991): Effects of ridge crest-trench interaction on Antarctic-Phoenix spreading: Forces on a young subducting plate. *Journal of Geophysical Research*, 96: 19583-19607.
- LAWVER, L.A.; SLOAN, B.J.; BARKER, D.H.; GHIDELLA, M.E.; VON HERZEN, R.F.; KELLER, R.A.; KLINKHAMER, G.P. and CHIN, C.S. (1996): Distributed active extension in Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: Evidence from multibeam bathymetry. *GSA Today*, 6 (11): 1-6.
- LAWVER, L.A.; WILLIAMS, T. and SLOAN, B. (1994): Seismic stratigraphy and heat flow of Powell Basin. *Terra Antarctica*, 1: 309-310.
- LEAT, P.T.; SCARROW, J.H. and WAREHAM, C.D. (1997): A model for Late Triassic to Early Cretaceous Antarctic Peninsula plutonism. In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C.A. ed.). *Proceedings of the VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences*, Siena, 1995. *Terra Antarctica Publications*, Siena, 321-326.
- LEE, D.K.; JIN, Y.K.; KIM, Y. and NAM, S.H. (2000): Seismicity and tectonics around the northern Antarctic Peninsula from King Sejong station data. *Antarctic Science*, 12 (2): 196-204.
- LEE, J.C. and ANGELIER, J. (1994): Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers and Geosciences*, 20: 161-191.
- LIN, C.M.; ZHUO, H.C. and GAO, S. (2005): Sedimentary facies and evolution in the Qiantang River incised valley, eastern China. *Marine Geology*, 219: 235-259.
- LIRIO, J.M.; NÚÑEZ, H.J. y DEL VALLE, R.A. (2004): Geología del Cuaternario del norte de la Península Antártica. En: *El Agua en el Norte de la Península Antártica*. Subsecretaría de Recursos Hídricos, Buenos Aires, Argentina. 13-27.
- LISLE, R.J.; ORIFE, T. and ARLEGUI, L. (2001): A stress inversion method requiring only faults slip sense. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 106, B2: 2281-2289.
- LIVERMORE, R.A. and WOOLLETT, R.W. (1993): Seafloor spreading in the Weddell Sea and southwest Atlantic since the Late Cretaceous. *Earth Planetary Science Letters*, 117: 475-495.
- LIVERMORE, R.A.; NANKIVELL, A.; EAGLES, G. and MORRIS, P. (2005): Paleogene opening of Drake Passage. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 459-470.
- LÓPEZ CABRERA, M.I. and OLIVERO, E. (2011): An Eocene Articulated Polyplacophora (Mollusca) from the La Meseta Formation, Antarctica and the Stratigraphy of the Fossil-Bearing Strata. *Journal of Paleontology*, 85(5):970-976. DOI: 10.1666/10-161.1.
- LÓPEZ-QUIRÓS, A.; ESCUTIA, C.; SÁNCHEZ-NAVAS, A.; NIETO, F.; GARCÍA-CASCO, A.; MARTÍN-ALGARRA, A.; EVANGELINOS, D. and SALABARNADA, A. (2019): Glaucony authigenesis, maturity and alteration in the Weddell Sea: An indicator of paleoenvironmental conditions before the onset of Antarctic glaciation. *Nature Scientific Reports*, 9: 13580. doi.org/10.1038/s41598-019-50107-1.
- MACDONALD, D.; BAKER, P.; GARRETT, S.; INERSON, J.; PIRRIE, D.; STOREY, B.; WHITHAM, A.; KINGHORN, R. and MARSHALL, J. (1988): A pre-

- liminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. *Marine and Petroleum Geology* 5: 34-53.
- MACCELLARI, C. (1986): Late Campanian Maastrichtian ammonite fauna from Seymour Island (Antarctic Peninsula). *Paleontological Society, Memoir* 18, 1-55.
- (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. and Woodburne, M.O. Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 25-53.
- (1993): Petrografía sedimentaria del Cretácico Superior-Terciario Inferior de Isla Marambio (Seymour), Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (1): 9-21.
- MACMILLAN, A. and POWELL, J. (1999): BGS Rock Classification Scheme Vol 4. Classification of artificial (man-made) ground and natural superficial deposits: applications to geological maps and datasets in the UK. *British Geological Survey Research Report*, RR: 99-04, 95 p.
- MAESTRO, A.; ALFARO, P.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; DURÁN, J.J.; SANZ DE GALDEANO, C. and MINK, S. (2006): Recent tectonics and relief evolution in south-western Scotia Arc, Antarctica. *Hobart, Australia: 2nd SCAR Open Science Conference "Antarctica in the Earth System"*, 211.
- MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. and BOHOYO, F. (2013): Mesozoic to recent evolution of intraplate stress fields under multiple remote stresses: The case of Signy Island (South Orkney Microcontinent, Antarctica). In: *Antarctic Palaeoenvironments and Earth-Surface Processes*. (Hambrey, M.J.; Barker, P.F.; Barrett, P.J.; Bowman, V.; Davies, B.; Smellie, J.L. and Tranter, M. eds.). *Geological Society, London, Special Publications*, 381, <http://dx.doi.org/10.1144/SP381.4>.
- MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. and BOHOYO, F. (2007c): Tectonic evolution of northern Antarctic Peninsula from brittle mesostructures and earthquakes focal mechanisms. In: *Antarctica: A Keystone in a Changing World*. (Cooper, A.K. and Raymond, C.R. et al., eds.). *Online Proceedings of the 10th ISAES X, USGS Open-File Report 2007-1047*, Extended Abstract 051: 4 p.
- MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; BOHOYO, F.; MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S. and MARENSSI, S. (2008): Geodynamic implications of the Cenozoic stress field on Seymour Island, West Antarctica. *Antarctic Science*, 20(2): 173-184.
- MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; BOHOYO, F.; MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S. and MARENSSI, S. (2007b): Determinación del campo de esfuerzos tectónico durante el cenozoico en la Isla Marambio (Sector Occidental del Mar de Weddell). *VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas. Dirección Nacional del Antártico, Instituto Antártico Argentino. Buenos Aires*.
- MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; BOHOYO, F. and MINK, S. (2014): Evolution of the stress field in the southern Scotia Arc from the late Mesozoic to the present-day. *Global and Planetary Change*, 123: 269-297.
- MAESTRO, A.; SOMOZA, L.; REY, J.; MARTÍNEZ-FRÍAS, J. and LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (2007a): Active tectonics, fault patterns, and stress field of Deception Island: A response to oblique convergence between the Pacific and Antarctic plates. *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 256-268.
- MALAGNINO, E.; OLIVERO, E.; RINALDI, C. y SPIKERMANN, J. (1984): Comentarios sobre depósitos glaciares de la Isla James Ross, Antártida Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 39 (3-4): 319-322 p.
- MALAGNINO, E.C.; OLIVERO, E.B.; RINALDI, C.A. y SPIKERMANN, J.P. (1981): Aspectos geomorfológicos de la isla vicecomodoro Marambio, Antártida. *VIII Congr. Geol. Arg. (San Luis), Actas* 2: 883-896.
- MALDONADO, A.; BALANYÁ, J.C.; BARNOLAS, A.; GALINDO-ZALDÍVAR, J.; HERNÁNDEZ, J.; JABALOY, A.; LIVERMORE, R.A.; MARTÍNEZ, J.M.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; SANZ DE GALDEANO, C.; SOMOZA, L.; SURINACH, E. and VISERAS, C. (2000): Tectonics of an extinct ridge-transform intersection, Drake Passage (Antarctica). *Marine Geophysical Researches*, 21: 43-68.
- MALDONADO, A.; LARTER, R.D. and ALDAYA, F. (1994): Forearc tectonic evolution of the South Shetland Margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13: 1345-1370.
- MARENSSI, S. (1995): *Sedimentología y paleoambientes de sedimentación de la Formación La Meseta, Isla Marambio, Antártida*. Unpublished PhD Thesis, Universidad de Buenos Aires, Argentina, 1: 330 pp; 2: 172 p.
- MARENSSI, S. (2006): Eustatically controlled sedimentation recorded by Eocene strata of the James Ross Basin, Antarctica. In: *Cretaceous-Tertiary high-latitude paleoenvironments, James Ross Basin, Antarctica*. (Francis, J.; Pirrie, D. and Crame, J., Eds.). *Geological Society of London, Special Publication*, 258: 125-133.
- MARENSSI, S.; CASADÍO, S. and SANTILLANA, S. (2010): Record of Late Miocene glacial deposits on Isla Marambio (Seymour Island), Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 22(02): 193-198.
- MARENSSI, S.; NET, L. and SANTILLANA, S. (2002): Provenance, environmental and paleogeographic controls on sandstone composition in a incised valley system: the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. *Sedimentary Geology*, 150: 301-321.
- MARENSSI, S.; SANTILLANA, S. y RINALDI, C. (1998a): *Paleoambientes sedimentarios de la Aloformación La Meseta (Eoceno), Isla Marambio (Seymour), Antártida*. Instituto Antártico Argentino, Contribución 464: 1-51.
- MARENSSI, S.; SANTILLANA, S. and RINALDI, C. (1998b): Stratigraphy of La Meseta Formation (Eocene), Marambio Island, Antarctica. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*. (Casadio, S. Ed.). *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial* 5: 137-146.
- MARENSSI, S.; SANTILLANA, S. y BAUER, M. (2012): Estratigrafía, petrografía sedimentaria y procedencia de las formaciones Sobral y Cross Valley (Paleoceno), isla Marambio (Seymour), Antártica. *Andean Geology*, 39 (1): 67-91.
- MARTIN, J.E. and FERNÁNDEZ, M. (2007): The Synonymy of the Late Cretaceous Mosasaur (Squamata) Genus *Lakumasaurus* from Antarctica with *Taniwhasaurus* from New Zealand and its

- bearing upon faunal similarity within the Weddellian Province. *Geological Journal* 42: 1-9.
- MARTÍN-SERRANO, A.; SALAZAR, A.; NOZAL, F. y SUÁREZ, A. (2004): *Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000: Guía para su elaboración*. Instituto geológico y Minero de España. Madrid, IGME. Serie: Otras Publicaciones. 128 p.
- MASSABIE, A. and MORELLI, J. (1977): Buchitas de la isla Vicecomodoro Marambio sector Antártico Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(1): 44-51.
- MASSAFERRO, G.I.; CASELLI, A.T. y ROVERE, E.I. (1994): Hallazgo de vulcanitas pleistocenas en la isla Marambio, Antártida. *Acta 3ª Jornadas de comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Buenos Aires*: 99-103.
- MASSAFERRO, G.I.; CASELLI, A.T. y ROVERE, E.I. (1997): Petrogénesis de las rocas eruptivas de las islas Marambio y Cerro Nevado, Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(4): 481-490.
- MATTAUER, M. (1976): *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Omega, Barcelona, 524 p.
- MCCALPIN, J. (1996): *Paleosismology*. Academic Press cop.: 588 p.
- MEDINA, F. y RAMOS, A. (1981): Geología de las inmediaciones del refugio Ameghino (64°26'1/58°59'), Tierra de San Martín. Península Antártica. *VIII Congreso Geológico Argentino*. 37(1): 66-79.
- MILANESE, F. (2018): *Magnetoestratigrafía del Cretácico Superior de la cuenca James Ross, Antártida*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 220 p. digital.bl.fcen.uba.ar.
- MINK, S.; MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; SCHMID, T.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. and TROUW, R.A. (2015): Morphostructural analysis and Cenozoic evolution of Elephant Island, Southern Scotia Arc, Antarctica. *International Journal of Earth Sciences*, 104: 833-851.
- MONTENEGRO, T. (2013): Las zeolitas de los basaltos del Grupo Volcánico Isla James Ross, en las proximidades de Punta Santa Rita, Isla James Ross, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70(4): 577-582.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; TORTOSA, F.; BEAMUD, E. and MARENSSI, S. (2010): Integrate stratigraphy of the Upper Paleocene-Eocene strata of Marambio (Seymour) Island, Antarctic Peninsula. *XXXI SCAR, Open Science Conference, Buenos Aires, Argentina*.
- MONTES, M.; NOZAL, F. y SANTILLANA, S. (2019a): 3- Estratigrafía del Grupo Seymour Island. Paleoceno-Eoceno. En: *Geología y Geomorfología de isla Marambio (Seymour)*. (Montes, M., Nozal, F. y Santillana, S., Eds.). *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*, 1:20.000. 1ª edición. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino, 73-143.
- MONTES, M.; BEAMUD, E.; NOZAL, F. and SANTILLANA, S. (2019b): Late Maastrichtian-Paleocene chronostratigraphy from Seymour (Marambio) Island (James Ross Basin, Antarctic Peninsula). Eustatic controls of sedimentation. In: *Geology and palaeontology of the James Ross Basin, Antarctic Peninsula*. (Crame, J.A. and Acosta Hospitaleche, C., Eds.). *Advances in Polar Science-Special Issue*, 30(3): 303-327 DOI: 10.13679/j.advps.2018.0045.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S. y OLIVERO, E. (2013): Mapa Geológico de isla Marambio (Seymour); escala 1:20.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S.; OLIVERO, E. y MAESTRO, A. (2008a): Mapa geológico 1:20.000 de isla Marambio (Mar de Weddell, Antártida). *Geo-Temas*, 10: 709-712.
- MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2008b): El Paleoceno superior de la Antártida: la Formación Cross Valley-Wiman de Isla Marambio. (Mar de Weddell). *Geo-Temas*, 10: 667-668.
- MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2008c): Estratigrafía de la Formación Sobral. Paleoceno inferior de Isla Marambio. (Mar de Weddell, Antártida). *Geo-Temas*, 10: 669-672.
- NASC (2005): North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. *AAPG Bulletin*, 89 (11): 1547-1591.
- NOZAL, F.; MONTES, M. y SANTILLANA, S. (2007a): Unidades del relieve de Isla Marambio, Antártida. *Actas del VIº Simposio Argentino y IIIº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. DNA-IAA, Bs.As. CD-ROM, Resumen Expandido nº GEORE 828, 4 p.
- NOZAL, F.; MONTES, M.; SANTILLANA, S. y MARTÍN-SERRANO, A. (2007b): Cartografía Geomorfológica 1:10.000 de Isla Marambio (Mar de Weddell). (Maqueta del Mapa a escala 1:20.000). *Actas del VIº Simposio Argentino y IIIº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. DNA-IAA, Bs.As. CD-ROM, Resumen Expandido nº GEORE 831, 4 p.
- NOZAL, F.; MONTES, M.; SANTILLANA, S. y MARTÍN-SERRANO, A. (2008a): Mapa geomorfológico 1:20.000 de isla Marambio (Mar de Weddell, Antártida). VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canaria 14-18 julio 2008. *Geo-Temas*, v. 10, p. 221, Resumen Expandido en CD-ROM, 4 p.
- (2008b): Unidades del relieve de Isla Marambio (Mar de Weddell, Antártida). VII Congreso Geológico de España, Las Palmas de Gran Canaria 14-18 julio 2008. *Geo-Temas*, v. 10, p. 232, Resumen Expandido en CD-ROM, 4 p.
- NOZAL, F.; MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M. y DEL VALLE, R. (2013): Mapa Geomorfológico de Bahía Esperanza; escala 1:10.000. 1ª edición. *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*. Con texto complementario. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino.
- O'GORMAN, J.P.; OLIVERO, E.; SANTILLANA, S.; EVERHARTE, M. and REGUERO, M. (2014): Gastroliths associated with an *Aristonectes* specimen (Plesiosauria, Elasmosauridae), López de Berto-

- dano Formation (upper Maastrichtian) Seymour Island (Is. Marambio), Antarctic Peninsula. *Cretaceous Research*, 50:228-237. DOI: 10.1016/j.cretres.2014.03.011.
- ODIN, G.S. (1988): *Green marine clays*. Development in sedimentology, 45. Elsevier, Amsterdam.
- OGG, J.G.; OGG, G.M. and GRADSTEIN, F.M. (2016): *A Concise Geologic Time Scale* Elsevier, 240 p.
- O'KEEFE, F.; OTERO, R.; SOTO-ACUÑA, S.; O'GORMAN, J.P.; GODFREY, S. and CHATTERJEE, S. (2017): Cranial anatomy of *Morturneria seymourensis* from Antarctica, and the evolution of filter feeding in plesiosaurs of the Austral Late Cretaceous. *Journal of Vertebrate Paleontology*, DOI: 10.1080/02724634.2017.1347570
- OLIVERO, E. (2012): Sedimentary cycles, ammonite diversity and paleoenvironmental changes in the upper cretaceous Marambio Group, Antarctica. *Cretaceous research*, 34: 348-366. DOI: 10.1016/j.cretres.2011.11.015
- OLIVERO, E. and LÓPEZ CABRERA, M. (2016): A footnote to Dolf Seilacher's study on *Neonereites biserialis* based on new evidence from the Upper Cretaceous of Antarctica. *Ichnos*, 23: 25-32.
- OLIVERO, E. and MEDINA, F. (2000): Patterns of Late Cretaceous ammonite biogeography in southern high latitudes: the Family Kossmaticeratidae in Antarctica. *Cretaceous Research*, 21: 269-279.
- OLIVERO, E.; PONCE, J. and MARTINIONI, D. (2008): Sedimentology and architecture of sharp-based tidal sandstones in the Upper Marambio Group, Maastrichtian of Antarctica. *Sedimentary Geology*, 210: 11-26.
- OLIVERO, E.; PONCE, J.; MARSICANO, C. y MARTINIONI, D. (2007): Depositional settings of the basal López de Bertodano Formation, Maastrichtian, Antarctica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62: 521-529.
- OLIVERO, E.; RAFFI, M.; BEDOYA, A.; KIRSCHVINK, E.; JOSEPH, L. and RODRÍGUEZ, M. (2017): Discovery of fossiliferous breccias at the K-Pg boundary and upper López de Bertodano Formation, Antarctica: Paleoenvironmental interpretation. *IX Congreso Latinoamericano de Ciencia Antártica*. Punta Arenas, Chile. Libro Resumen. Instituto Antártico Chileno.
- OLIVERO, E.; SCASSO, R. and RINALDI, C. (1986): *Revisión del Grupo Marambio, en la isla James Ross, Antártida*. Instituto Antártico Argentino Contribución, 331: 1-30.
- OMOTO, K. (1990): Radiocarbon dating reports of Nihon University Nº 2. *Proceedings of the Natural Science*. Nihon University, V. 25, 9-22 p.
- ORIFE, T.; ARLEGUI, L. and LISLE, R.J. (2002): DIPSLIP: a QuickBasic stress inversion program for analysisng sets of faults without slip lineations. *Computers and Geosciences*, 28: 775- 781.
- PANKHURST, R.J.; LEAT, P.T.; SRUOGA, P.; RAPELA, C.W.; MÁRQUEZ, M.; STOREY, B.C. and RILEY, T.R. (1998): The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81, 113-136.
- PAOLA, C.; HELLERT, P. and ANGEVINET, C. (1992): The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. *Basin Research*, 4: 73-90.
- PARRA, J.C.; GONZÁLEZ FERRÁN, O. and BANNISTER, J. (1984): Aero-magnetic survey over the South Shetland Islands, Bransfield Strait and part of the Antarctic Peninsula. *Revista Geológica de Chile*, 23: 3-20.
- PARTRIDGE, A.D. (2006): Late Cretaceous-Cenozoic palynology zonation, Gippsland Basin. In: *Australian Mesozoic and Cenozoic palynology Zonations updated to the 2004 Geologic Time Scale* (Monteil, E., ed.). Geoscience Australia Record 2006/23, Chart 4 of 4.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks* (R.S. Thorpe, ed.). John Wiley & Sons, Chichester, U.K.: 525-548.
- (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (C.J. Hawkesworth and M.J. Norry, eds.). Shiva Press, Nantwich, U.K.: 230-249.
- (1996): A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks* (D.A. Wyman, ed.). *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes*, 12: 79-114.
- (2008): Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100: 14-48.
- PELAYO, A. and WIENS, D. (1989): Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea region. *Journal of Geophysical Research*, 96: 7293-7320.
- PIRRIE, D. (1994): Petrology and provenance of the Marambio Group, Vega Island, Antarctica. *Antarctic Science*, 6: 517-527.
- PIRRIE, D. and RIDING, J. (1988): Sedimentology, palynology, and structure of Humps Island, Northern Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 80: 1-19.
- PIRRIE, D.; CRAME, J.; LOMAS, S. and RIDING, J. (1997a): Late Cretaceous stratigraphy of the admiralty sound region, James Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research*, 18: 109-137.
- PIRRIE, D.; CRAME, J.A.; RIDING, J.B.; BUTCHER, A.R. and TAYLOR, P.D. (1997b): Miocene glaciomarine sedimentation in the northern Antarctic Peninsula region: the stratigraphy and sedimentology of the Hobbs Glacier Formation, James Ross Island. *Geological Magazine*, 136: 745-762.
- PIZARRO, H. e IZAGUIRRE, I. (2009): Limnología en el Área Norte de la Península Antártica. En: *El Agua en el Norte de la Península Antártica*. Cap. 6. (Silva, A. ed.). Subsecretaría de Recursos Hídricos, Buenos Aires, Argentina, 131-143.
- POREBSKI, S.J. (2000): Shelf-valley compound fill produced by fault subsidence and eustatic sea-level changes, Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. *Geology*, 28(2): 147-150.
- PROGRAMA ANTÁRTICO ARGENTINO (2008): Situación Ambiental de la Base Marambio, 1998-2008. Diez años de Gestión Ambiental

- Antártica. *XIX Reunión de Administradores de Programas Antárticos Latinoamericanos (RAPAL)*. Buenos Aires, Argentina. Octubre 2008. 14 p. <http://www.rapal.org.ar/REUNION/DOCS/DI30.PDF>
- RABASSA, J. (1982): Estratigrafía de los depósitos glaciogénicos en el sector norte de la Isla James Ross, Península Antártica, Argentina. *Vº Congreso Latinoamericano de Geología, Bs As., 1982. Actas*, 4: 237-251.
- (1984): Nuevas consideraciones sobre los depósitos glaciogénicos en el sector norte de la isla James Ross, Península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(3-4): 310-318.
- RAMSAY, J.G. and HUBER, M.I. (1983): *The Techniques of Modern Structural Geology, volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, New York, 307 p.
- REGUERO, M.; MARENSSI, S. and SANTILLANA, S. (2012): Weddellian marine/coastal vertebrates diversity from a basal horizon (Ypresian, Eocene) of the Cucullaea I Allomember, La Meseta Formation, Seymour (Marambio) Island, Antarctica. *Revista Peruana de Biología*, 19(3): 275-284.
- REGUERO, M.; GOIN, F.; ACOSTA, C.; DUTRA, T. and MARENSSI, S. (2013): *Late Cretaceous/Paleogene West Antarctica Terrestrial Biota and its Intercontinental Affinities*. SpringerBriefs in Earth System Sciences. DOI: 10.1007/978-94-007-5491-1\_1.
- REGUERO, M.; MARENSSI, S. and SANTILLANA, S. (2002): Antarctic Peninsula and South America (Patagonia) Paleogene terrestrial faunas and environments: biogeographic relationships. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2776: 1-22.
- REINECK, H.E. and SINGH, I.B. (1980): *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, New York, 549 p.
- REYNOLDS, J.M. (1981): The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin* 54: 123-133 p.
- RIDING, J. and CRAME, A. (2002): Aptian to Coniacian (early-late Cretaceous) pliostratigraphy of Gustav Group, James Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research*, 23: 739-760.
- RIESKE, D. (1990): *The depositional environment, provenance and volcanic history of the Paleocene strata of the James Ross Island Basin, Antarctica*. Unpublished MSc Thesis, The Ohio State University, USA: 149 p.
- RINALDI, C. (1982): The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group. In: *Antarctic Geoscience* (Craddock C. ed.). University of Wisconsin Press, Madison, USA: 281-286.
- RINALDI, C.; MASSABIE, A.; MORELLI, J.; ROSENMAN, L. y DEL VALLE, R. (1978): *Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida*. Instituto Antártico Argentino Contribución, 217: 1-37.
- ROACH, P.J. (1978): The nature of back-arc extension in Bransfield Strait. *Geophysical Journal Research of Astronomical Society*, 53: 165.
- ROBERTSON, S.D.; WIENS, D.A.; SHORE, P.J.; VERA, E. and DORMAN, L.M. (2003): Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment. *Journal of Geophysical Research*, 108, doi: 10.1029/2003JB002416.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; BALANYA, J.C.; GALINDO-ZALDÍVAR, J. and MALDONADO, A. (1997): Tectonic evolution and growth patterns of a restricted ocean basin: the Powell Basin (north-eastern Antarctic Peninsula). *Geodinamica Acta*, 10: 159-174.
- ROYER, J.Y. and SANDWELL, D.T. (1989): Evolution of the eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous: Constraints from Geosat altimetry. *Journal of Geophysical Research*, 94: 13.755-13.782.
- RYAN, C.J. (2007): *Mesozoic to Cenozoic igneous rocks from Northwestern Graham Land: constraints on the tectonomagmatic evolution of the Antarctic Peninsula*. Unpublished Ph Thesis, University of Brighton, 380 p.
- SADLER, P. (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. and Woodbume, M.O., Eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 303-320.
- SÁNCHEZ, R.A. y ORTÚZAR, P.V. (2007): Desarrollo de un Programa de limpieza de Residuos históricos en Base Marambio (Argentina). *Actas del VIº Simposio Argentino y IIIº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*, DNA-IAA, Bs.As. Soporte CD, Resumen Expandido. GSRE 604, 4p.
- SÁNCHEZ, R. and MARENSSI, S. (1992): Paleoenvironmental reconstruction of the Sobral Formation in cape Wiman (Gorochategui), Seymour Island (Marambio), Antarctica. *IGCP Project 301 "Paleogene of South America", Abstracts*: 39. Punta Arenas, Chile.
- SANCHO, C.; GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J.L. and BURILLO, F. (1988): A quantitative approach to scarp retreat starting from triangular slope facets (central Ebro basin, Spain). *Catena Supplement*, 13: 139-146.
- SANTILLANA, S.; MARENSSI, S. y RINALDI, C. (1993): Control tectónico del inicio de la sedimentación de la Formación La Meseta (Eoceno), Isla Marambio, Antártida. *II Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Científicas Antárticas*. Buenos Aires. *Actas*: 327-330.
- SANTILLANA, S.; MONTES, M.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2007): Secuencias Estratigráficas de la Fm Sobral (Paleoceno inferior) de isla Marambio. Península Antártica. *VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. Comunicaciones. CDROM: GEOR E829.
- SELBY, M.J. (1985): *Earth's changing surface: An introduction to the geomorphology*. 607 pp; Clarendon Press. Oxford. ISBN 0-19-823252-7.
- SHN (2016): *Tablas de Marea para la Antártida, Mar de Weddell, Isla Marambio*. Servicio de Hidrografía Naval Ministerio de Defensa. Gobierno Argentino. [http://www.hidro.gov.ar/oceanografia/Tmareas/Tb\\_Antartida1617.pdf](http://www.hidro.gov.ar/oceanografia/Tmareas/Tb_Antartida1617.pdf)
- SHNAA (1990): *Isla Marambio. Topografía y batimetría escala 1:25.000 de Isla Marambio, H-550*. Publicada por el Servicio de Hidrografía Naval de la Armada Argentina. Buenos Aires.

- SILVA, A.; SÁNCHEZ, R. y FRESINA, M. (2000): Caracterización del comportamiento hidrogeológico en la isla Marambio. *Actas 1<sup>st</sup> Joint Congress on Groundwater Fortaleza, Brasil*; soporte CD, Art. 230: 292-307.
- SILVA, A. (2003): Características hidrológicas e hidrogeológicas en el Archipiélago James Ross e Islas Shetland, área norte de la Península Antártica. *Boletín Geológico y Minero (IGME)*, 114(4): 419-432.
- (2009): Aguas Superficiales y Subterráneas en el Área Norte de la Península Antártica. En: *El Agua en el Norte de la Península Antártica*. Cap. 3: 47-82. Compilado por A. Silva. Fundación de Historia Natural Félix de Azara; Vazquez Mazzini (Eds.), Bs.As. ISBN 978-987-22121-8-6.
- SIMÓN, J.L. (1986): Análisis of gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectono-physics*, 124: 37-53.
- SKVARCA, P.; RACK, W.; ROTT, H. and IBARZÁBAL Y DONÁNVELO, T. (1998): Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*. 27: 628-632.
- SMELLIE, J.L. (2006): The relative importance of supraglacial versus subglacial meltwater escape in basaltic subglacial tuya eruptions: an important unresolved conundrum. *Earth Sciences Reviews*, 74: 241-268.
- SMELLIE, J.; PANKHURST, R.; HOLE, M. and THOMSON, J. (1988): Age, distribution and eruptive conditions of Late Cenozoic alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula and eastern Ellsworth Land: review. *British Antarctic Survey Bulletin*, 80: 21-49.
- SMELLIE, J.L.; JOHNSON, J.S. and NELSON, A.E. (2013): Geological map of James Ross Island. I. James Ross Island Volcanic Group (1:125 000 scale). *BAS GEOMAP 2 Series, Sheet 5, British Antarctic Survey*, Cambridge, UK.
- SMELLIE, J.L.; JOHNSON, J.S.; MCINTOSH, W.C.; ESSER, R.; GUDMUNDSSON, M.T.; HAMBREY, M.J. and VAN WYK DES VRIES, B. (2008): Six million years of glacial history recorded in volcanic lithofacies of the James Ross Island Volcanic Group, Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260: 122-148.
- SMELLIE, J.L.; MCARTHUR, J.M.; MCINTOSH, W.C. and ESSER, R. (2006): Late Neogene interglacial events in the James Ross Island region, northern Antarctic Peninsula, dated by Ar/Ar and Sr-isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242: 169-187.
- SMELLIE, J.L.; MILLAR, I.L.; REX, D.C. and BUTTERWORTH, P.J. (1998): Subaqueous, basaltic lava dome and carapace breccia on King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Bulletin of Volcanology*, 59: 245-261.
- SMITH, W.H. and SANDWELL, D.Y. (1997): Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth sounding. *Science*, 277: 1957-1962.
- SMN Argentino (2009): Meteorología Antártica, Climatología, Base Marambio. <http://www.smn.gob.ar/>
- STILWELL, J. and ZINSMEISTER, W. (1992): Molluscan systematics and biostratigraphy, Lower Tertiary La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctic Peninsula. Washington D.C., *American Geophysical Union*, 192 p.
- STOREY, B. and NELL, P. (1988): Role of strike slip faulting in the tectonic evolution of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society of London*, 145: 333-337.
- STOREY, B.C.; VAUGHAN, A.P.M. and MILLAR, I.L. (1996): Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. In: *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up* (Storey, B.C.; King, E.C. and Livermore, R.A. eds). *Geological Society, London, Special Publications*, 108: 87-103.
- SUN, S. and McDONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (A.D. Saunders and M.J. Norry, eds.). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 42: 313-345.
- TAMBUSSI, C.; ACOSTA, C.; REGUERO, M. and MARENSSI, S. (2006): Late Eocene penguins from West Antarctica: systematics and biostratigraphy. In: *Cretaceous-Tertiary high-latitude palaeoenvironments, James Ross Basin, Antarctica* (Francis, J.; Pirrie, D. and Crame, J., Eds). *Geological Society of London, Special Publications*, 258: 145-161.
- TAMBUSSI, C.P. and DEGRANGE, F.J. (2013): *South American and Antarctic continental Cenozoic birds. Paleobiogeographic affinities and disparities*. Springer, Dordrecht. 114 p.
- TAMBUSSI, C.; REGUERO, M.; MARENSSI, S. and SANTILLANA, S. (2005): *Crossvallia unenwillia*, a new Spheniscidae (Sphenisciforme, Aves) from late Paleocene of Antarctica. *Geobios*, 172: 1-9.
- TANKARD, A.J.; ULIANA, M.A.; WELSINK, H.J.; RAMOS, V.A.; TURIC, M.; FRANCA, A.B.; MILANI, E.J.; DE BRITO NEVES, B.B.; EYLES, N.; SKARMETA, J. and SANTA ANA, H. et al. (1995): In: *Structural and tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana during the Phanerozoic*. (Tankard, A.J.; Suarez, S.R. and Welsik, H.J., eds). *Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoirs*, 62: 5-52.
- THOMAS, R.G.; SMITH, D.G.; WOOD, J.M.; VISSER, J.; CALVERLEY-RANGE, E.A. and KOSTER, E.H. (1987): Inclined heterolithic stratification-terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, 53: 123-179.
- THOMAS, C.; LIVERMORE, R. and POLLITZ, F. (2003): Motion of the Scotia Sea plates. *Geophysical Journal International*, 155: 789-804.
- THOMSON, M.; PANKHURST, R. and CLARKSON, P. (1983): The Antarctic Peninsula: a late Mesozoic-Cenozoic arc (Review). In: *Antarctic Earth Science* (Oliver, R.; James, P. and Jago, J., Eds.). Australian Academy of Science, Camberra: 289-294.
- TOBIN, T.; WARD, P.; STEIG, E.; OLIVERO, E.; HILBURN, I.; MITCHELL, R.; DIAMOND, M.; RAUB, T. and KIRSCHVINK, J. (2012): Extinction patterns,  $\delta^{18}O$  trends, and magnetostratigraphy from a southern high-latitude Cretaceous-Paleogene section: Links with Deccan volcanism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 350-352: 180-188. DOI:10.1016/j.palaeo.2012.06.029.

- TRAUTMAN, T. (1976): *Stratigraphy and petrology of Tertiary clastic sediments, Seymour Island, Antarctica*. Unpublished MSc Thesis, The Ohio State University, USA: 170 p.
- USGS (1995): *Mapa Topográfico Escala 1:10.000 de Isla Marambio, Antártida; Seymour Island, Antarctica (3 Hojas)*. Producido por el United States Geological Survey en cooperación con el Instituto Antártico Argentino y The Ohio State University, Bird Polar Research Center.
- VERSTAPPEN, H. Th. (1983): Synthetic Survey of Terrain. Cap. 12. In: *Applied Geomorphology. Geomorphological Surveys for Environmental Development*. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York. 277-296.
- WALLACE, R.E. (1951): Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59: 118-130.
- WARNY, S.; KYMES, C.M.; ASKIN, R.; KRAJEWSKI, K. and TATUR, A. (2018): Terrestrial and marine floral response to latest Eocene and Oligocene events on the Antarctic Peninsula, *Palynology*, DOI: 10.1080/01916122.2017.1418444.
- WASHBURN, A.L. (1979): *Geocriology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*. London, Edward Arnold. 406 p.
- WASHBURN, A.L.; SMITH, D.D. and GODDARD, R.H. (1963): Frost-cracking in a middle-latitude climate. *Biuletyn Peryglacjalny*, 12: 89-175.
- WHITHAM, A.G.; INESON, J.R. and PIRRIE, D., (2006): Marine volcanoclastics of the Hidden Lake Formation (Coniacian) of James Ross Island, Antarctica: an enigmatic element in the history of a backarc basin. In: *Cretaceous-Tertiary High-Latitude Palaeoenvironments, James Ross Basin, Antarctica*. (Francis, J.E.; Pirrie, D. and Crame, J.A., Eds.), *Geological Society, London, Special Publication* 258: 21-47.
- WILSON, G.J. (1984): New Zealand Late Jurassic to Eocene dinoflagellate biostratigraphy - a summary. *Newsletters on Stratigraphy*, 13: 104-117.
- WILSON, G.J. (1987): Dinoflagellate biostratigraphy of the Cretaceous-Tertiary boundary, mid-Waipara River section, North Canterbury, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Record*, 20: 8-15.
- (1988): Paleocene and Eocene dinoflagellate cysts from Waipawa, Hawkes Bay, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Paleontological Bulletin*, 57 (96 p.).
- WILLAN, R.C. and KELLEY, S.P. (1999): Mafic dike swarms in the South Shetland Islands volcanic arc: Unravelling multiphasic magmatism related to subduction and continental rifting. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 104: 23051-23068.
- WILLAN, R.C.; PANKHURST, R.J. and HERVÉ, F. (1994): A probable Early Triassic age for the Miers Bluff Formation, Livingston Island, South Shetlands Islands. *Antarctic Science*, 6: 401-408.
- WIMAN, C. (1905a): Über die alttertiären Vertebraten der Seymourinsel. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar Expedition 1901-1903*, (3): 1-37.
- (1905b): Vorläufige Mitteilung über die alttertiären Vertebraten der Seymourinsel. *Bull. Geol Inst Uppsala*, 6: 247-253.
- WITTS, J.; BOWMAN, V.; WIGNALL, P.; CRAME, J.A.; FRANCIS, J. and NEWTON, R. (2015): Evolution and extinction of Maastrichtian (Late Cretaceous) cephalopods from the López de Bertodano Formation, Seymour Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. DOI: 10.1016/j.palaeo.2014.11.002.
- WITTS, J.; WHITTLE, R.; WIGNALL, P.; CRAME, J.A.; FRANCIS, J.; NEWTON, R. and BOWMAN, V. (2016): Macrofossil evidence for a rapid and severe Cretaceous-Paleogene mass extinction in Antarctica. *Nature Communications*. 7:11738. DOI: 10.1038/ncomms11738.
- WOODBURNE, M. and ZINSMEISTER, W. (1984): The first land mammal from Antarctica and its biogeographic implications. *Journal of Paleontology*, 58: 913-948.
- WRENN, J. and HART, G. (1988): Paleogene dinoflagellate cyst biostratigraphy of Seymour Island, Antarctica. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. (Feldman, R.M. and Woodburne, M.O., Eds.). *Geological Society of America, Memoir*, 169: 321-447.
- ZACHOS, J.; PAGANI, M.; SLOAN, L.; THOMAS, E. and BILLUPS, K. (2001): Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.
- ZINSMEISTER, W.J. (1976): Intertidal region and molluscan fauna of Seymour Island. Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 14(4): 222-225.
- (1979): Coastal erosion on Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 14(5): 16-17.
- (1980): Marine Terraces of Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Journal of the United States*, 15(5): 25-26.
- (1982): Review of the Upper Cretaceous Sequence on Seymour Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 779-785.
- (1998): Discovery of fish mortality horizon at the K-T boundary on Seymour Island: Reevaluation of events at the end of the Cretaceous. *Journal of Paleontology*, 72 (3): 556-571.
- ZINSMEISTER W.J. and DE VRIES, T.J. (1983): Quaternary glacial marine deposits on Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 18(5): 64-65.
- ZINSMEISTER, W. and WEBB, P. (1982): Cretaceous-Tertiary geology and paleontology of Cockburn Island. *Antarctic Journal of the United States*, 17: 41-42.



GOBIERNO  
DE ESPAÑA

MINISTERIO  
DE CIENCIA, INNOVACIÓN  
Y UNIVERSIDADES



Instituto Geológico  
y Minero de España

ISBN: 978-84-9138-083-2



9 788491 380832