

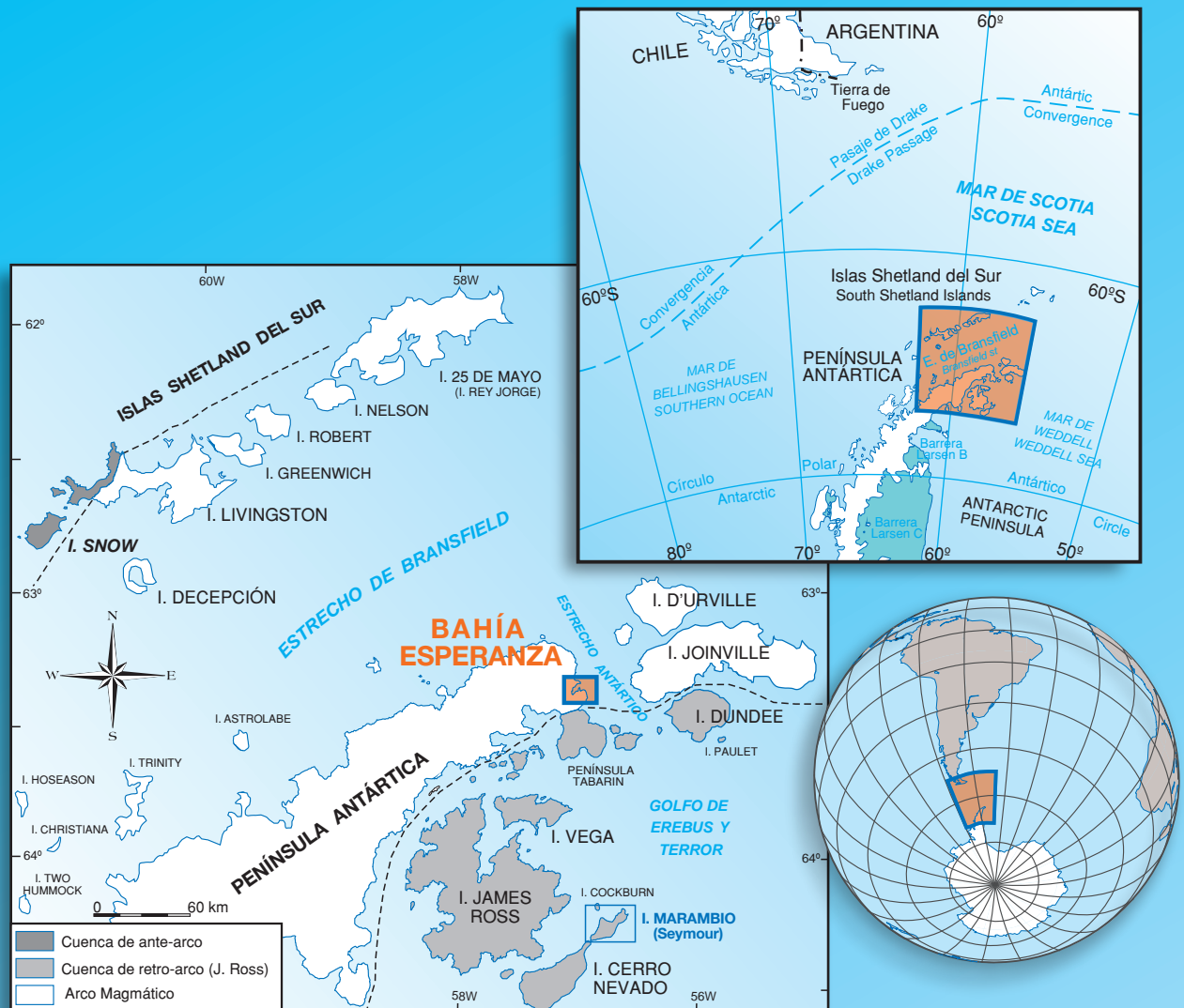


SERIE CARTOGRÁFICA GEOCIENTÍFICA ANTÁRTICA

Mapas Geológico y Geomorfológico y texto suplementario

Geología y Geomorfología de bahía Esperanza

ESCALA DE LOS MAPAS 1: 10.000



Serie Cartográfica Geocientífica Antártica

GEOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DE BAHÍA ESPERANZA

Escala de los mapas 1:10.000

Mapa Geológico realizado por M. Montes, A. Martín-Serrano, F. Nozal, L.R. Rodríguez Fernández y R. del Valle

Mapa Geomorfológico realizado por F. Nozal, A. Martín-Serrano, M. Montes y R. del Valle

Textos por M. Montes, F. Nozal, R. del Valle, A. Martín-Serrano, N. Heredia, G. Gallastegui, L. González-Menéndez, P. Valverde, A. Cuesta, L.R. Rodríguez Fernández, D. Gómez Izquierdo y J. Lusky

Editado por M. Montes, F. Nozal y R. del Valle

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



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: 697-19-014-X
ISBN: 978-84-9138-084-9
Depósito legal: M-21.935-2019

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA (IGME)

Director: Francisco González Lodeiro

Subdirector del Dpto. de Investigación y Prospección Geocientífica: L. 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., Martín-Serrano, A., Nozal, F., Rodríguez Fernández, L.R. y del Valle, R. (2013). Mapa Geológico 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.

Referencia bibliográfica recomendada para el Mapa Geomorfológico:

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.

Referencia bibliográfica recomendada para la Memoria:

Montes, M., Nozal, F., del Valle, R., Martín-Serrano, A., Heredia, N., Gallastegui, G., González-Menéndez, L., Valverde, P., Cuesta, A., Rodríguez Fernández, L.R., Gómez Izquierdo, D. y Lusky, J. (2019). *Geología y Geomorfología de Bahía Esperanza*. (Montes, M., Nozal, F. y del Valle, R. eds.). *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*; 1:10.000, 1ª edición. Acompañado de mapas. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino, 178 p.

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

Nozal, F., Martín-Serrano, A. y Montes, M. (2019). 5-Geomorfología. En: *Geología y Geomorfología de Bahía Esperanza*. (Montes, M., Nozal, F. y del Valle, R. eds.). *Serie Cartográfica Geocientífica Antártica*; 1:10.000, 1ª edición. Acompañado de mapas. Madrid-Instituto Geológico y Minero de España; Buenos Aires-Instituto Antártico Argentino, 95-142.

“En esas noches, cuando solo se oía el ruido del viento en los costados de la casa; cuando acurrucados en nuestras camas interrumpíamos la lectura; impensadamente yo no sé por qué, uno miraba hacia el techo observando no sé qué, en los oscuros nudos de los tablones de pino. ¡Cuántas cosas vistas con los ojos del alma sobre esos maderos y que desfilaban como en un cinematógrafo!...

Y sin embargo... yo quisiera volver a pasar por esas sensaciones otra vez. Yo quisiera volver por varios años a internarme en las regiones heladas. Yo quisiera volver a oír en aquel silencio de muerte, el ruido del ventisquero, el silbido del viento y de la nieve por los flancos de la tienda. Yo quisiera tener que refregarme las manos con la nieve para volverlas a la vida; y marchar al costado de un trineo tirado por veinte perros a explorar esa tierra más allá del paralelo 80°”.

Fragmento de las impresiones del Alférez Sobral sobre sus experiencias como integrante de la expedición antártica sueca liderada por el Dr. Otto Nordenskjöld.
Fuente: Sobral (2003. Primera ed. 1904).



“...negros como el carbón desde la cabeza a los pies; hombres con ropa negra, caras negras y altos sombreros negros y con sus ojos cubiertos por peculiares marcos de madera... Mis poderes de adivinación me fallaron cuando traté de imaginar a que raza del hombre estas criaturas pertenecerían...”.

Nordenskjöld describe así a Andersson, Düse y Grunden (imagen) al encontrarse con ellos de casualidad en la Isla Vega en noviembre de 1903, cuando los tres invernantes de bahía Esperanza emprendieron su viaje desde su choza hacia la Estación Invernal de Cerro Nevado (refugio), para reunirse con los demás integrantes de la expedición sueca.
Fuente: Nordenskjöld et al., (2004. Primera ed. 1904).

“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 BAHÍA ESPERANZA

M. Montes, F. Nozal, R. del Valle, A. Martín-Serrano, N. Heredia, G. Gallastegui, L. González-Menéndez, P. Valverde, A. Cuesta, L.R. Rodríguez Fernández, D. Gómez-Izquierdo y J. Lusky

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 esta Memoria se presentan las explicaciones de los Mapas Geológico y Geomorfológico del entorno de "Bahía Esperanza", un pequeño fiordo situado en la península Tabarin (extremo norte de la Península Antártica, 63°30'S, 57°00'O), de unos 5 km de largo por 1 km de ancho, frente a la isla Joinville, en la entrada septentrional del estrecho Antarctic.

Bahía Esperanza es una de las zonas históricas en la exploración antártica. Fue descubierta el 15 de enero de 1902 por la *Expedición Sueca al Polo Sur* (1901-1903) encabezada por el Dr. Otto Nordenskjöld, quien finalmente la denominó de esa manera en reconocimiento a la penosa e improvisada invernada forzosa sufrida por tres miembros de su expedición, después de que su buque Antarctic no pudiera pasar a recogerles al quedar atrapado y finalmente hundido por los hielos flotantes. Así pues, este indudable componente histórico se añade en interés al estudio de su Geología y Geomorfología. Desde 1952 y hasta la actualidad, en su costa austral se ubica la "Base Esperanza" de la República Argentina, de estatus permanente, con un pequeño puerto y helipuerto, lo que la hace más accesible desde el punto de vista logístico.

En cuanto a la Geología, la costa austral de la bahía está parcialmente desprovista de cubierta glaciar y muestra afloramientos bien expuestos de tres de los grandes grupos estratigráficos de la Península Antártica: Grupo Trinity Península, Grupo Botany Bay y Grupo Volcánico Graham Land, de edades comprendidas entre el Pérmico-Triásico y Jurásico Superior. Además, aparecen diversos tipos de rocas plutónicas andinas y diques que intruyen a los mencionados grupos, y estructuras tectónicas fundamentales para entender la geodinámica de la zona más septentrional de la Península Antártica. El entorno de bahía Esperanza, es la única zona de la región que muestra con claridad y en afloramientos excepcionales, dichos elementos geológicos, lo que le confiere un interés excepcional.

Parte de los afloramientos del Monte Flora contienen una de las pocas floras fósiles conocidas del período Jurásico en la Antártida y es el único sitio que ha sido bien estudiado y documentado. Las muestras de estos fósiles han servido como fuente principal de referencia para varios estudios sobre paleobotánica de los períodos Jurásico y Cretácico en el Hemisferio Sur. Debido a esta

riqueza paleobotánica única, dichos afloramientos fueron declarados por el SCAR como "Área Antártica de Especial Protección (ASPA), n° 148". La cartografía que se presenta puede servir para delimitar mejor, ampliar y proteger dicha área, al tener un marco geográfico y geológico detallado de los afloramientos sensibles.

Desde el punto de vista geomorfológico, la península Tabarin está casi totalmente cubierta por hielo glaciar, con una altitud media moderada y afilados nunataks (Flora, Pirámide, Taylor, etc.), que sobresalen de los hielos. En la zona se reconocen dos grandes dominios geomorfológicos. Por un lado, la zona cubierta por los glaciares de mayor altimetría y rasgos comunes muy homogéneos (hielo glaciar y nunataks), y por otro, la actual zona libre de hielo, topográficamente más baja y resultado fundamentalmente del paso al interglacial Holoceno, de condiciones climáticas más benignas. En estos dos dominios se reconocen una gama variada de diferentes formas relictas debidas a procesos glaciares, afectados posteriormente por periglaciares y de forma subordinada por procesos litorales y de escorrentía superficial.

Sobre esta interesante e histórica bahía, 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 de 2004, 2005 y 2008. La escala de la edición de los dos mapas es 1:10.000, sobre una nueva base topográfica producida por el IAA y el IGME. Las leyendas, símbolos y contenidos de los mapas, siguen las normativas del IGME en la realización de mapas geológicos y geomorfológicos. La memoria ha sido imprimida en España por el IGME.

El gran interés de esta área de la Antártida, ha producido abundantes publicaciones científicas, que se remontan a las primeras expediciones de inicios del Siglo XX y que continúan en la actualidad. Se espera que en el futuro tales investigaciones continúen con gran profusión en el entorno de bahía Esperanza.

Esperamos que estos mapas geológicos puedan ser una herramienta poderosa para la investigación geocientífica futura, como una verdadera base de datos para el reconocimiento geológico de la región y como una base científica acreditada 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 Hope Bay surrounding, a small fjord located on the Tabarin Peninsula (north end of the Antarctic Peninsula, 63°30'S, 57°00'O), about 5 km long and 1 km wide, near Joinville Island, at the northern entrance of the Antarctic Sound.

Hope Bay is a historical site in Antarctic exploration. It was discovered in January 1902 by the "Swedish Expedition to the South Pole" (1901-1903) led by Dr. Otto Nordenskjöld, who finally named it that in recognition of the painful and improvised forced wintering suffered by three members of his expedition, after his ship Antarctic could not go to pick them up when he was caught and eventually sunk by floating ice. Thus, this undoubted historical component is added in interest to the study of its Geology and Geomorphology. Since 1952 until today, the "Esperanza Station" of the Argentine Republic, is located on southern coast of the bay, having permanent status and with a small port and heliport, which makes it more accessible from a logistic standpoint.

In geological terms, the southern coast of the bay is partially without glacier cover and shows well-exposed outcrops of three stratigraphic groups of the Antarctic Peninsula: Trinity Peninsula Group, Botany Bay Group and Graham Land Volcanic Group, dated between the Permian-Triassic and Upper Jurassic in age. In addition, there are various types of Andean plutonic rocks and dikes that intrude the previous groups, and tectonic structures to understand the geodynamics of the north Antarctic Peninsula. The environment of Hope Bay, is the only zone of the region that clearly shows all these geological elements.

Part of the outcrops of Mount Flora, contain one of the few known fossil floras of the Jurassic period in Antarctica and is the only site that has been well studied and documented. Samples of these fossils have served as the main source of reference for several studies on Paleobotany from the Jurassic and Cretaceous periods in the Southern Hemisphere. Due to this unique Paleobotanical wealth, these outcrops have been declared by the SCAR as "Antarctic Special Protection Area (ASPA), No. 148". The cartography pre-

sented here, can serve to better delimitation, expand and protect this area, and provide a detailed geographical and geological framework for sensitive outcrops.

From the geomorphological point of view, the region is almost completely covered by glacier ice, with a moderate average altitude and sharp nunataks protruding from glacial ice (Flora, Pyramid, Taylor, etc.). In the area, two large geomorphological domains are recognized. On the one hand, the area covered by glaciers of higher altimetry and very homogeneous common features (glacier ice and nunataks); the other, the current ice-free zone, topographically lower and fundamentally the result of the passage to the Holocene interglacial with more benign weather conditions. A varied samples of different relict forms are recognized in these two domains, due to glacial and periglacial processes, and subordinate by coastal and fluvial processes.

This bay of such special interest for the geology and history of Antarctica expeditions 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 2004, 2005 y 2008. The edition scale of the two maps is 1:10,000, on the new topographic basis produced by IGME and IAA. The legends, symbols and contents of the maps follow IGME regulations for the creation of geological and geomorphological maps. The booklet was printed in Spain by the IGME.

The vast scientific interest of Hope Bay has produced abundant scientific publications, which date back to the first expeditions of the early 20th century and continue today. It is expected that in the future there will continue to be profuse investigation surrounding Hope Bay.

We hope that 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, and 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. C/ Calera, 1. 28760-Tres Cantos (Madrid), España. m.montes@igme.es
Francisco NOZAL	Instituto Geológico y Minero de España. C/ Calera, 1. 28760-Tres Cantos (Madrid), España. f.nozal@igme.es
Rodolfo DEL VALLE	Instituto Antártico Argentino. C/ 25 De Mayo, 1143. San Martín. Provincia de Buenos Aires. Argentina. delvalle@dna.gov.ar
Ángel MARTÍN-SERRANO	Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid, España. a.martinserrano@igme.es
Nemesio HEREDIA	Instituto Geológico y Minero de España. C/ Matemático Pedrayes, 25. 33005-Oviedo, España. n.heredia@igme.es
Gloria GALLASTEGUI	Instituto Geológico y Minero de España. C/ Matemático Pedrayes, 25. 33005-Oviedo, España. g.gallastegui@igme.es
Luis GONZÁLEZ-MENÉNDEZ	Instituto Geológico y Minero de España. Avda. Real, 1. Edificio 1. 24006-León, España. l.gonzalez@igme.es
L. Roberto RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ	Instituto Geológico y Minero de España. C/ Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid, España. lr.rodriguez@igme.es
Pablo VALVERDE	Instituto Geológico y Minero de España. C/ Calera, 1. 28760-Tres Cantos (Madrid), España. p.valverde@igme.es
Andrés CUESTA	Universidad de Oviedo. Departamento de Geología. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005-Oviedo, España. acuesta@geol.uniovi.es
Diego GÓMEZ IZQUIERDO	Instituto Antártico Argentino. C/ 25 De Mayo, 1143. San Martín. Provincia de Buenos Aires. Argentina. diegogi@dna.gov.ar
Jorge LUSKY	Instituto Antártico Argentino. C/ 25 De Mayo, 1143. San Martín. Provincia de Buenos Aires. Argentina.

CONTENIDO

PRESENTACIÓN.....	VII
1. INTRODUCCIÓN.....	1
<i>M. Montes, R. del Valle, F. Nozal, N. Heredia, D. Gómez Izquierdo y J. Lusky</i>	
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA. HISTORIA	3
1.2. MARCO GEOLÓGICO.....	5
1.3. TOPOGRAFÍA.....	9
1.4. MAPA GEOLÓGICO.....	11
1.5. MAPA GEOMORFOLÓGICO.....	13
1.6. MEMORIA.....	14
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	14
2. ESTRATIGRAFÍA	19
<i>M. Montes, F. Nozal, A. Martín-Serrano y R. del Valle</i>	
2.1. GRUPO TRINITY PENINSULA (TPG). FORMACIÓN HOPE BAY (HBF). TRIÁSICO	23
2.2. GRUPO BOTANY BAY (BBG). FORMACIÓN MOUNT FLORA (MFF). JURÁSICO MEDIO (BAJOCIENSE)-SUPERIOR (OXFORDIENSE).....	35
2.3. GRUPO VOLCÁNICO GRAHAM LAND (GLVG). FORMACIÓN KENNEY GLACIER (KGF). JURÁSICO MEDIO-SUPERIOR.....	44
2.4. FORMACIONES SUPERFICIALES	55
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59
3. ROCAS ÍGNEAS.....	63
<i>G. Gallastegui, L. González-Menéndez, P. Valverde, A. Cuesta, F. Nozal y M. Montes</i>	
3.1. MAGMATISMO TABARIN	65
3.2. MAGMATISMO ANDINO	67
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84
4. TECTÓNICA	87
<i>N. Heredia, M. Montes, F. Nozal, R. del Valle y L.R. Rodríguez Fernández</i>	
4.1. INTRODUCCIÓN.....	89
4.2. ESTRUCTURAS TECTÓNICAS PREANDINAS.....	90
4.3. DEFORMACIONES TECTÓNICAS ANDINAS	92
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94

5. GEOMORFOLOGÍA	95
<i>F. Nozal, A. Martín-Serrano y M. Montes</i>	
5.1. INTRODUCCIÓN	97
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	97
5.3. ESTUDIO DEL MODELADO Y DEPÓSITOS SUPERFICIALES.....	102
5.4. EVOLUCIÓN DE LA DINÁMICA GLACIAR DESDE EL ÚLTIMO MÁXIMO (LGM)	135
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	140
6. ÁREAS PROTEGIDAS	143
<i>DNA-IAA</i>	
6.1. INTRODUCCIÓN	145
6.2. DESCRIPCIÓN DE LOS VALORES QUE REQUIEREN PROTECCIÓN.....	145
6.3. FINALIDADES Y OBJETIVOS	145
6.4. ACTIVIDADES DE GESTIÓN	146
6.5. PERIODO DE DESIGNACIÓN.....	146
6.6. MAPAS	146
6.7. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA	146
6.8. TÉRMINOS Y CONDICIONES PARA LOS PERMISOS DE ENTRADA	150
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS (ZAEP N° 148, 2015)	153
AGRADECIMIENTOS.....	155
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	157

1. INTRODUCCIÓN

M. Montes, R. del Valle, F. Nozal, N. Heredia, D. Gómez Izquierdo y J. Lusky

Índice del capítulo

1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA. HISTORIA	3
1.2. MARCO GEOLÓGICO	5
1.2.1. Ciclo Orogénico Tabarin	5
1.2.2. Ciclo Orogénico Andino. Cuenca de James Ross	6
1.3. TOPOGRAFÍA	9
1.3.1. Introducción	9
1.3.2. Elaboración del mapa topográfico	9
1.3.3. Características de la representación topográfica	9
1.3.4. Toponimia	11
1.4. MAPA GEOLÓGICO	11
1.4.1. Consideraciones generales	11
1.4.2. Unidades estratigráficas	13
1.4.3. Representación cartográfica	13
1.5. MAPA GEOMORFOLÓGICO	13
1.5.1. Elementos geomorfológicos	13
1.5.2. Representación cartográfica	13
1.6. MEMORIA	14
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	14

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA. HISTORIA

Bahía Esperanza, es un pequeño fiordo de unos 5,5 km de largo en dirección NE y 3,4 km de ancho. Está ubicada en el extremo septentrional de la Península Antártica, frente a la isla Joinville, en la boca norte del estrecho Antarctic (Figs. 1.2 y 1.3).

La "Expedición Sueca al Polo Sur" (1901-1903) dirigida por el Dr. Otto Nordenskjöld a bordo del buque *Antartic*, capitaneado por el noruego C.A. Larsen, (que había adquirido celebridad por sus viajes de exploración y pesca en "los mares glaciales del sur" durante los años 1892 y 1893), reconoció con mayor detalle este extremo de la Península Antártica y su costa oriental: La Tierra del Rey Oscar. En ese tiempo, los mapas levantados en anteriores exploraciones, eran aún muy limitados y con notables imprecisiones. Esta expedición científica y de carácter multidisciplinar tenía como objetivos, no sólo la exploración y el conocimiento geográfico preciso de dicho entorno, sino también llevar a cabo trabajos hidrográficos, meteorológicos, astronómicos, magnéticos, biológicos y geológicos, en el transcurso de todo un año, mediante la instalación de una estación invernal prefabricada al efecto en la isla Seymour, pues Larsen, en diciembre de 1892, había desembarcado y recogido algunos fósiles en dicha isla. Al final y por circunstancias diversas, el emplazamiento de la estación se llevó a cabo en la vecina isla de Cerro Nevado (Snow Hill Island). Ese refugio de madera, restaurado por el Instituto Antártico Argentino se protege y reconoce por el Tratado Antártico como "Sitio y Monumento Histórico N° 38".

Nordenskjöld, en el reconocimiento de la zona, descubrió que una bahía avistada anteriormente por D'Urville entre la isla Joinville y la montaña Bransfield en tierra firme, resultó ser un paso que comunicaba directamente con el Golfo de Erebus y Terror, facilitando la navegación hacia el Mar de Weddell más al sur. Este nuevo paso descubierto recibió por Nordenskjöld el nombre de "Estrecho Antarctic" en honor al nombre del primer barco que navegó a través de él. Al mismo tiempo, la actual bahía Esperanza fue igual-

mente descubierta el 15 de enero de 1902. Se la denominó en un primer momento y provisionalmente como "Glaciar del Depósito" por tratarse de un puerto natural muy protegido, fácilmente accesible desde el mar y con un amplio sector de la costa desprovista de nieve y que podría utilizarse como depósito de víveres.

En enero de 1903 (verano siguiente), Andersson, Düse y Grunden, tres miembros de la expedición de Nordenskjöld desembarcan en bahía Esperanza desde el barco *Antartic*, para desde allí emprender un viaje en trineo hasta el refugio de Cerro Nevado, con el objeto de avisar a los invernantes que el barco no podía acceder hasta allí para recogerles, debido a que el hielo cerraba el estrecho, y que tendrían que replegarse juntos hasta bahía Esperanza. Estos tres expedicionarios tampoco pudieron acceder hasta ellos, al encontrarse parcialmente descongelado el mar en la bahía "Sidney Herbert", por lo que tuvieron que retroceder, viéndose obligados a levantar un pequeño refugio de piedra para sobrevivir, (Sitio y Monumento Histórico N° 39) cerca del actual Puerto Moro (llamado así el puerto de la Base Esperanza), para pasar una larga y penosa internada, al no arribar el *Antartic* en la fecha convenida para recogerlos a todos (Fig. 1.1). En esos primeros días de ansiada espera al barco, es cuando Düse le da el nombre de bahía Esperanza (*Hoppet vik*). Durante su estancia forzada, el geólogo Andersson hace reconocimientos sobre el terreno y descubre, en la ladera del monte próximo, un importante yacimiento de plantas fósiles, que identifica ya en ese momento como Jurásicas.

Mientras tanto, sin que ellos ni los invernantes de Cerro Nevado (grupo de Nordenskjöld) tuvieran conocimiento, el barco *Antartic* había quedado atrapado por los hielos, hundiéndose finalmente el 12 febrero 1903. Toda la tripulación del barco logró salvarse al alcanzar finalmente la isla Paulet, donde también construyeron un refugio para sobrevivir (Sitio y Monumento Histórico N° 41). En ese invierno antártico de 1903, se dio el caso de tres grupos de invernantes en tres puntos relativamente próximos pero sin comunicación entre ellos.

Los tres forzados invernantes de bahía Esperanza lograron sobrevivir alimentándose básicamente de los pingüinos y focas que



Figura 1.1.- Sitio y Monumento Histórico N° 39 conocido como la "Choza de los Suecos", junto a Base Esperanza. A la derecha, la foto original del refugio de emergencia construido para soportar la internada (marzo-octubre de 1903) por Andersson (geólogo-paleontólogo), Düse (cartógrafo) y Grunden (marinero), miembros de la Expedición Sueca de Nordenskjöld.

cazaron antes de la llegada del duro invierno y el abandono de las colonias. En el refugio, quemaron grasa de foca, cocinaron y se calentaron a duras penas.

En noviembre del 1903, la corbeta argentina ARA Uruguay comandada por el teniente de navío Julian Irizar, rescata finalmente a los tres grupos y, de regreso hacia Argentina desde la isla Paulet, pasan por bahía Esperanza para recoger las muestras de fósiles y rocas recolectadas y guardadas por Andersson en el refugio. Fue en ese momento cuando el líder de la expedición confirmó la denominación del lugar con el nombre de "bahía Esperanza" e igualmente, acuñó el nombre de Monte Flora (*Flora Berg*), reconociéndolo como el primer lugar con presencia significativa de plantas fósiles descubierto en la Antártida, lugar actualmente protegido por su interés científico bajo la denominación de "ZAFP N°148 del Monte Flora, Bahía Esperanza, Península Antártica".

El área de trabajo consiste principalmente en una franja de dirección NE libre de hielo de unos 50 m de altura media, que se desarrolla entre bahía Esperanza y el borde del glaciar Buenos Aires. También incluye al Monte Flora (520 m de cota sobre el nivel del mar), el pico o Monte Pirámide (565 m), y los nunataks Kefrén y Nobby. La región está formada por exposiciones rocosas parcialmente cubiertas por depósitos glaciares e incluye rasgos morfológicos como la laguna Boeckella, las colinas Scar, el valle Cinco Lagunas, y los glaciares Flora y Kenney. La forma de la costa es bastante recta en el interior de la bahía, pero se torna recortada en el resto del litoral, especialmente entre las rocas Grúnden y la costa Papúa, donde se destacan la punta Foca y las caletas Águila y Cabaña. El fondo de esta última caleta está formado por una plataforma de abrasión poco profunda que queda expuesta durante la máxima bajamar, permitiendo el acceso a pie a la isla Baliza y las rocas Grúnden.

Históricamente, se ha desarrollado dentro del área de trabajo una intensa actividad humana que ha dejado apreciables infraestructuras, algunas de ellas históricas.

La **Base Esperanza** (Argentina), se encuentra activa permanentemente desde el 7 de diciembre de 1952. Está constituida por un conjunto de edificios independientes y tiene actividad todo el año. Actualmente la base se encuentra a cargo del El Comando Antártico del Ejército Argentino y en ella se realiza una importante labor científica en campos como la Biología, Geología (sismógrafo), Oceanografía (mareógrafo), Meteorología y Medio Ambiente, entre otras. Dicha base ha sido el lugar desde donde han partido los recorridos a pie para la realización de las cartografías.

La **Estación Científica Antártica Ruperto Elichiribehety** (Uruguay) (1997-?), está actualmente inactiva. Es un edificio que se encuentra a unos 800 m al SE de la base Esperanza (Figs. 5.14 y 5.23). Se trata de la antigua *Trinity House* británica, base logística y científica que funcionó desde 4 de febrero de 1952, al 13 de febrero de 1964.

Restos de **Eagle House** (británica), nombre con el que se conoce una antigua estación logística "**Station D**", establecida en la zona el 13 de febrero de 1945 (Marshall, 1945). La "**Station D**", formaba parte de una red de estaciones logísticas y de radio de origen militar que actuaron durante la segunda guerra mundial en el norte de la Península Antártica, en la denominada "**Operación Tabarin**" (que da nombre a la península homónima). Dicha operación, tenía el doble propósito de vigilar las aguas antárticas y los refugios ofrecidos por las estaciones balleneras abandonadas, a buques de guerra y submarinos alemanes; y a la vez reafirmar los reclamos territoriales del Reino Unido. Además de las preocupaciones estratégicas, en la operación se llevaron a cabo investigaciones científicas que incluían disciplinas de Biología,

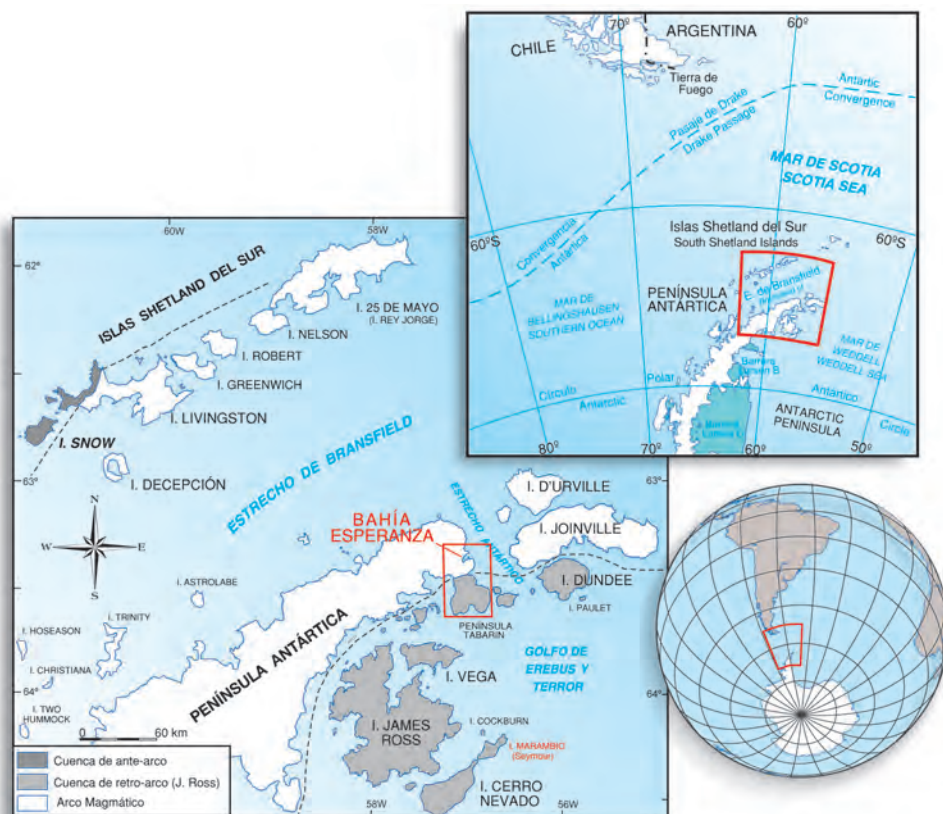


Figura 1.2.- Situación geográfica y tectónica de bahía Esperanza dentro del extremo norte de la Península Antártica. El recuadro en rojo corresponde a la localización de la Fig. 1.3.

Geología, Meteorología y levantamiento topográfico. La “*Station D*”, fue destruida por el fuego accidentalmente el 8 de noviembre de 1948. En el suceso murieron el meteorólogo Dick Burd y el geólogo Michael Green, cuyos túmulos en su memoria se encuentran sobre una pequeña terraza marina cercana a las ruinas (Fig. 2.33A). Años más tarde, en 1952, se levanta una nueva base denominada *Trinity House*, en la misma posición de la estación científica uruguaya antes mencionada.

Restos de la **Choza de Piedra** (Fig. 1.1) construida entre febrero y marzo de 1903 por tres miembros de la “Expedición Sueca al Polo Sur” (1901-1903) mencionada anteriormente, y actualmente restaurada. Esta choza es el “Sitio y Monumento Histórico de la Antártida N° 39” (SCAR-COMNAP).

Refugio Malvinas (ex-Refugio Antonio Moro, Argentina): instalado en el nunatak Nobby, el día 20 de agosto de 1955.

1.2. MARCO GEOLÓGICO

La **península Tabarin** se encuentra situada en el extremo norte de la Península Antártica (Península Trinidad), en el límite con el estrecho Antarctic y bañada por el Mar de Weddell, a una latitud y longitud medias de 63°30’S y 57°00’W (Fig. 1.3).

Tradicionalmente, la Península Antártica ha sido considerada desde el punto de vista geológico, como la prolongación meridional de la Cordillera de los Andes, ya que estuvo unida a su extremo patagónico hasta el Cretácico, antes de que se abriese el Estrecho de Drake (Mar de Hoces). En la zona de estudio afloran las dos unidades 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. 4.1), división relacionada con la evolución meso-cenozoica de este área de la Antártida (Figs. 1.2, 1.3 y 1.4C).

El **Arco Magmático** está constituido fundamentalmente por rocas intrusivas mesozoicas y cenozoicas entre las que afloran rezaos de un zócalo matasedimentario Permo?-Triásico, sobre el que se apoya, de forma discordante, un complejo vulcanosedimentario mesozoico.

La **Cuenca James Ross** es considerada por del Valle *et al.* (1992) 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 volcánicas plio-pleistocenas de naturaleza predominantemente basáltica.

Desde el punto de vista tectonosedimentario, las rocas aflorantes pertenecen a tres ciclos orogénicos distintos, constituyendo los dos más antiguos el denominado basamento pre-Jurásico.

Las rocas más antiguas se han depositado y deformado durante el **Ciclo Orogénico Gondwánico** de edad indeterminada en su parte más antigua, probablemente Paleozoica inferior, y que termina con la orogenia colisional del mismo nombre, la cual se desarrolló entre el Carbonífero superior y el Pérmico inferior (Heredia *et al.*, 2016, 2018). En la zona de estudio no afloran rocas relacionadas con este ciclo, así que no se describirá de forma detallada.

Entre el Pérmico Inferior y el Triásico Superior se desarrolló el **Ciclo Orogénico Tabarin** (Heredia *et al.*, 2016) que culmina con la Orogenia Tabarin, la cual es de tipo andino y termina en el Triásico Superior o incluso en la parte más baja del Jurásico. Las rocas

relacionadas con el Ciclo Tabarin corresponden al **Grupo Trinity Peninsula** (Hyden y Tanner, 1981), datado tradicionalmente como Carbonífero Superior (?)-Triásico (Hathway, 2000) y más recientemente acotado al Pérmico-Triásico (Heredia *et al.*, 2016), que constituye la parte más reciente del basamento pre-Jurásico. El Grupo Trinity Peninsula está constituido en el área de estudio por la **Fm Hope Bay** (Hyden y Tanner, 1981) y la **Fm Düse Bay** (del Valle *et al.*, 2007) que caracterizan, respectivamente, el final de la etapa prerogénica y el comienzo de la sinorogénica de este ciclo.

Sobre dicho basamento pre-Jurásico, se deposita discordantemente el conjunto mesozoico-cenozoico del **Ciclo Orogénico Andino**, cuyos sedimentos más antiguos conocidos corresponden a los sedimentos continentales de la **Fm Mount Flora** (Elliot y Gracain, 1983; Birkenmajer, 1993a), perteneciente al **Grupo Botany Bay** (Farquharson 1984) del Jurásico Medio (Pankhurst *et al.*, 2000; Hunter *et al.*, 2005). Estos sedimentos son recubiertos a su vez, por rocas volcanosedimentarias (subaéreas) silíceas del Jurásico Medio-Superior (Riley *et al.*, 2010) pertenecientes a la **Fm Kenney Glacier** (Birkenmajer y Dockett, 1988; Birkenmajer, 1993b) del Grupo Volcánico Antarctic Peninsula (s.l.) (Thomson y Pankhurst, 1983) y más recientemente incluidas en el **Grupo Volcánico Graham Land** (Riley *et al.*, 2010). Todas estas rocas aparecen deformadas por eventos compresivos relacionados con la Orogenia Andina que, en la Península Antártica, tiene lugar a partir del Cretácico Superior (Coniaciense). Relacionados con la Orogenia Andina existen una serie de depósitos sinorogénicos que no afloran en el área estudiada.

Tanto las rocas del Grupo Trinity Peninsula, como las Fm Mount Flora y Fm Kenney Glacier están intruídas y metamorizadas térmicamente por diversas **rocas plutónicas**, que del Valle y Scasso (2004) asignan al Cretácico Inferior (Aptiense-Albiense). Dicha edad se establece de acuerdo a las dataciones radiométricas realizadas por Pankhurst (1983), sobre series de granitoides con rocas máficas subordinadas y que incluyen dioritas y gabros.

A partir del Mioceno superior la península Tabarin queda sujeta a un proceso extensional que da lugar al vulcanismo básico de carácter alcalino del **Grupo Volcánico James Ross**.

1.2.1. Ciclo Orogénico Tabarin

Tanto en la Patagonia como en la Península Antártica se conoce la existencia de eventos de deformación compresiva de edad Carbonífero-Triásico (Hervé, 1992; Hervé *et al.*, 2008) que fueron atribuidos a la Orogenia Gondwánica. Sin embargo, datos obtenidos recientemente, aconsejan proponer la existencia de un nuevo ciclo orogénico, de edad Permo-Triásico y por lo tanto intercalado entre las orogenias Gondwánica y Andina, con el que se relacionaría dicha deformación. Para esta nueva etapa deformativa se utiliza la denominación de **Ciclo Orogénico Tabarin** (Heredia *et al.*, 2016), dado que sus secuencias pre y sinorogénicas (del Valle *et al.*, 2007) se conservan de forma completa en la península homónima.

El Grupo Trinity Peninsula (TPG) forma parte del basamento del arco magmático mesozoico y cenozoico de la Península Antártica y de la Cuenca Larsen (del Valle *et al.*, 1992) (Fig. 1.3). Este grupo aflora típicamente en el N de la Península Antártica y las islas Shetland del Sur (Fig. 1.2), donde integra un prisma de acreción del Permo-Triásico (Smellie *et al.*, 1996), dominado por sucesiones interpretadas como turbiditas depositadas en abanicos submarinos profundos, que se desarrollaron en el borde pacífico de Gondwana antes de su fragmentación iniciada en el Jurásico Medio (Fig. 1.4).

En el norte de la Península Antártica, el **Grupo Trinity Peninsula** incluye de más antigua a más moderna, a las formaciones: **Fm Legoupil**, **Fm View Point** y **Fm Hope Bay** descritas por Hyden y Tanner (1981), y la **Fm Düse Bay** descrita por Heredia *et al.* (2004), las cuales afloran típicamente en el cabo Legoupil, View Point, y las bahías Esperanza y Düse, respectivamente (Fig. 1.5). Las formaciones Legoupil, View Point y Hope Bay fueron interpretadas por Ribeiro *et al.* (2002), Bradshaw *et al.* (2003) y Paciullo *et al.* (2002), respectivamente, como turbiditas depositadas en sectores medios e inferiores de abanicos submarinos y, excepcionalmente, en canales de suprabancos. Asimismo, Birkenmajer (1992) estudió el Grupo Trinity Peninsula sobre la costa austral de bahía Esperanza, donde Montes *et al.* (2004, 2005) y Martín-Serrano *et al.* (2005) investigaron en detalle la Fm Hope Bay.

En la **península Tabarin**, el Grupo Trinity Peninsula aflora en la parte central y norte (Fig. 1.3), y está constituido por dos unidades estratigráficas: la Fm Hope Bay y la Fm Düse Bay (Fig. 1.5).

La **Fm Hope Bay** es la unidad inferior y está bien expuesta sobre la costa austral de bahía Esperanza, donde aflora el estratotipo de esta formación de unos 1.400 m de espesor, básicamente monoclinial y con inclinación hacia el ONO (Montes *et al.* 2004). Dentro de esta sucesión se distinguen tres miembros.

La **Fm Düse Bay** forma la parte superior del Grupo Trinity Peninsula en la península Tabarin y aflora mayormente en adyacencias de la bahía homónima (Fig. 1.3), donde está compuesta por areniscas y lutitas con intercalaciones de conglomerados, calizas y rocas volcánicas. Los conglomerados tienen mala selección, están formados por clastos sedimentarios e ígneos y contienen abundante matriz formada por arenisca volcánoclastica con granos volcánicos, metamórficos y sedimentarios (del Valle *et al.* 2001, Heredia *et al.*, 2004, 2005, 2006).

1.2.2. Ciclo Orogénico Andino. Cuenca de James Ross

Geológicamente, las rocas aflorantes en bahía Esperanza por encima de los materiales del Grupo Trinity Peninsula, son los primeros depósitos que registran el Ciclo Orogénico Andino en la zona norte de la Península Antártica, que da origen a la denominada Cuenca James Ross.

Desde el punto de vista geológico, dicha cuenca es considerada por del Valle *et al.*, (1992) como el extremo septentrional de la Cuenca 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. 1.4). 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 está representado 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 Jurásico (*sin-rift*), en el que se generaron fosas rellenas por una alternancia de rocas sedimentarias, volcánicas y volcanosedimentarias (Fig. 1.4A y B), que afloran en la parte occidental de la península Tabarin (Hathway, 2000). En este sector, estos depósitos que suprayacen al basamento metamórfico del Grupo Trinity Peninsula (Permo-Triásico), están representados por los conglome-

merados y lutitas de la **Fm Mount Flora** del **Grupo Botany Bay** (Farquharson, 1984) de edad Jurásico Medio-Superior. Sobre ellos yacen las rocas volcánicas (piroclásticas, 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 Medio. 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. 1.5). Este vulcanismo se asocia a la gran provincia ígnea (LIP) de **Chon Aike-Antarctic Peninsula** que se ha reconocido tanto en Sudamérica como en Antártida (Fig. 1.4A) y que marca el comienzo de la fragmentación de Pangea a esta latitud.

A finales del Jurásico prosigue la extensión con una subsidencia generalizada que, a su vez, da lugar a una megasecuencia transgresiva *post-rift* (Fig. 1.5B), 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*", y ocasiona una importante elevación del arco magmático (con la intrusión de plutones graníticos y vulcanismo asociado, Fig. 1.5), y una gran subsidencia en los primeros estadios de la cuenca trasarco incipiente (Fig. 1.5C).

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, Marenssi *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 pueden haber controlado el desarrollo sedimentario de dicho margen (Storey *et al.*, 1996). Este margen oriental de la Cuenca James Ross, pudo originarse durante la 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 hacia el E (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, en la de Cerro Nevado y en Marambio (Seymour), 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 monoclinial 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. 1.5).

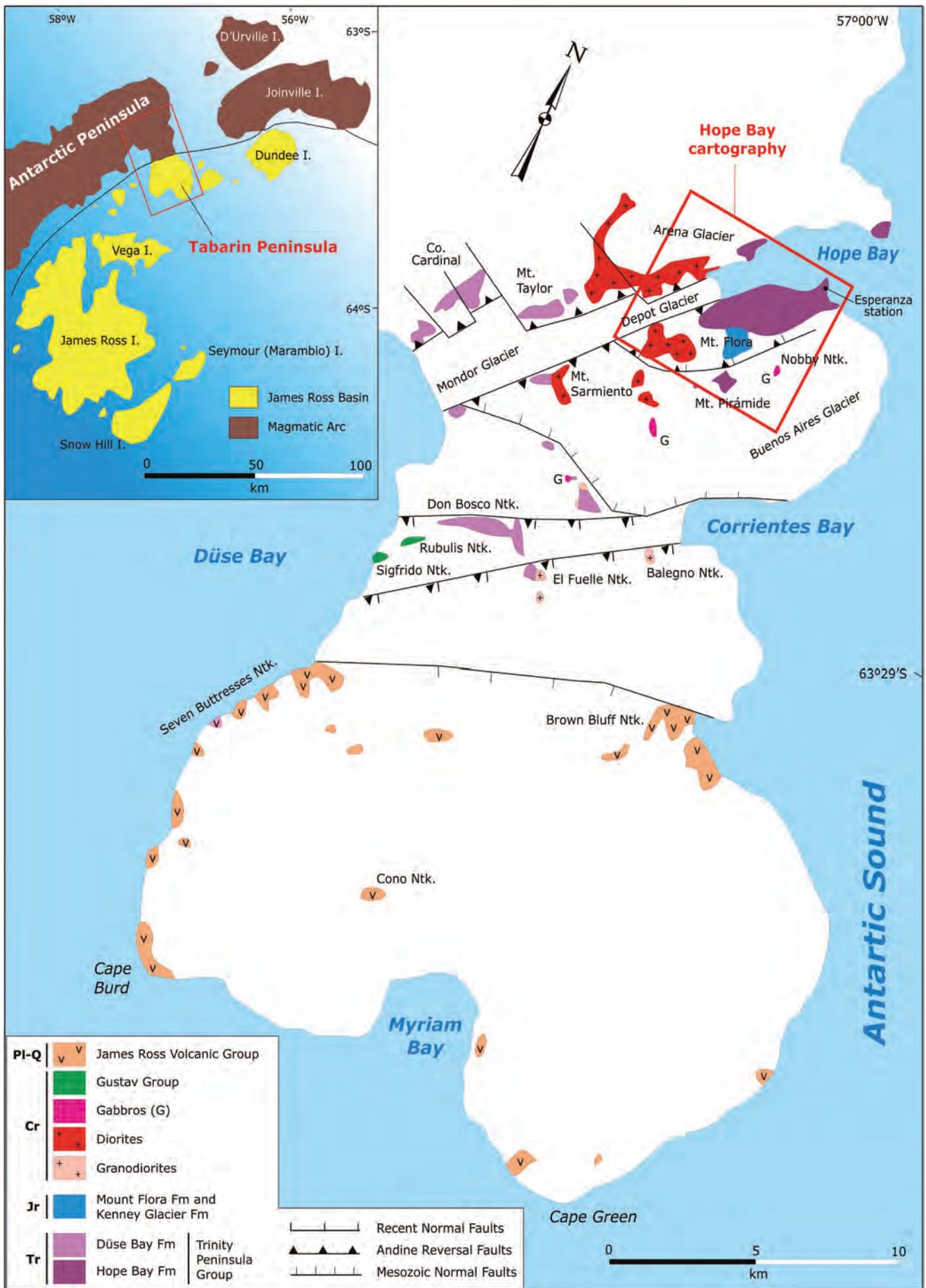


Figura 1.3.- Esquema geológico de la península Tabarin con la situación del área cubierta por el mapa de bahía Esperanza. Basado en del Valle et al. (2007).

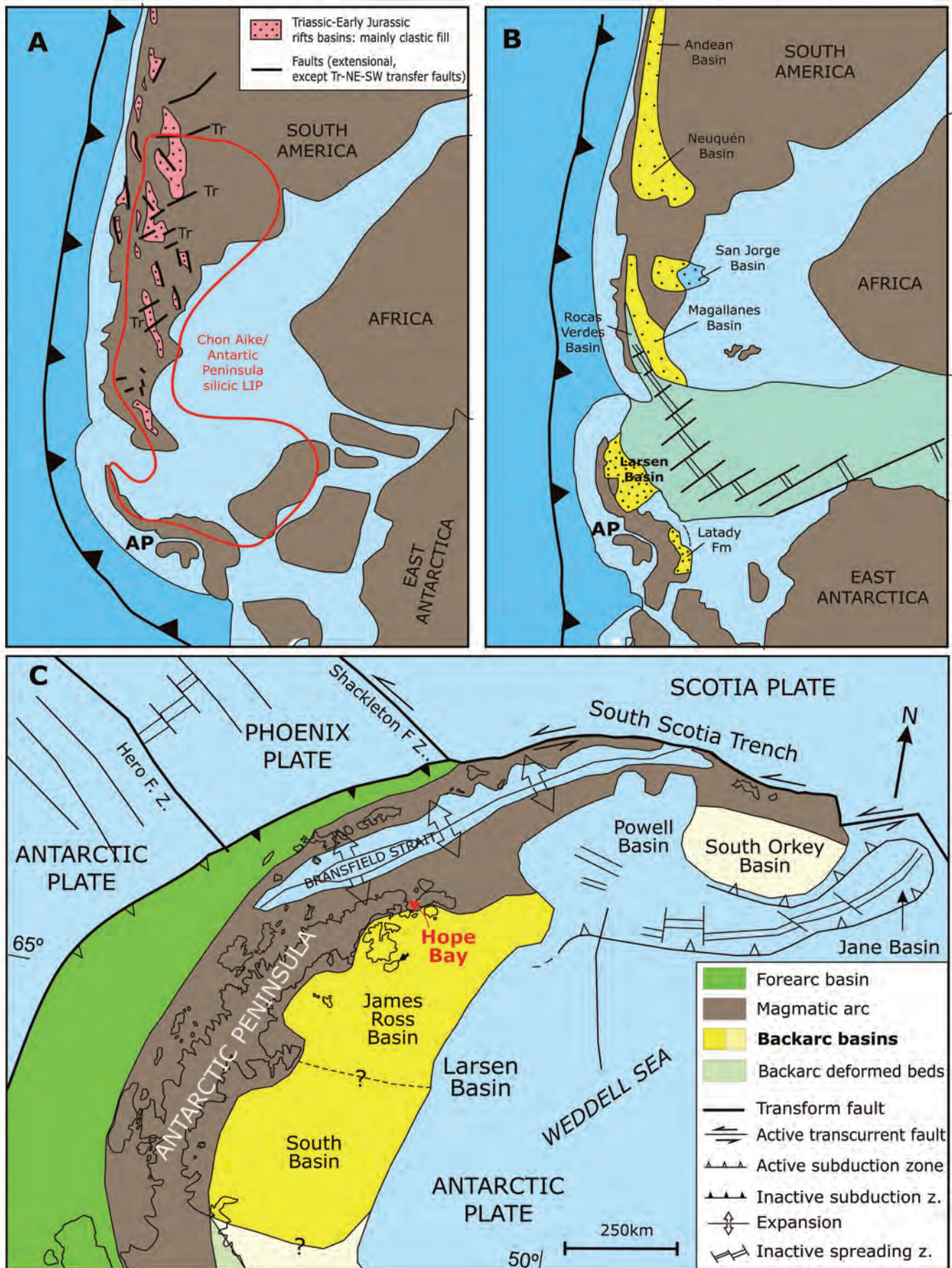


Figura 1.4.- Reconstrucción de la zona SO de Gondwana (Storey *et al.*, 1996). **A.-** Pre-Jurásico Medio antes de la ruptura continental. Cuencas de *rift* de Sudamérica tomadas de Tankard *et al.* (1995); límite de la gran provincia ígnea (LIP) silicea *Chon Aike*. Tomada de Pankhurst *et al.* (1998). **B.-** Finales del Jurásico, al inicio de la apertura oceánica y deriva continental con cuencas sedimentarias seleccionadas del Mesozoico tardío. Cuencas sudamericanas modificadas de Macellari (1988). AP, Península Antártica. **C.-** Situación geoestructural actual de bahía Esperanza en relación al arco magmático y la Cuenca Larsen. Datos estructurales tomados de Bohoyo *et al.* (2004).

El Cretácico continúa con los sedimentos del **Grupo Gustav** (Ineson *et al.*, 1986) de edad Aptiense-Coniaciense (Riding y Crame, 2002). Está compuesto mayoritariamente por sedimentos silicoclásticos de carácter grueso: conglomerados, areniscas, brechas y limonitas, 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 (Hathway, 2000) (Fig. 1.5C). Durante o antes del Coniaciense-Santonense, la inversión parcial de la cuenca durante el Orógeno Andino llevó a su somerización, con el depósito de la parte superior del Grupo Gustav (Fm Hidden Lake, Bibby, 1966) en ambientes de *fan delta* y de plataforma influida por mareas (MacDonald *et al.*, 1988) (Fig. 1.5D).

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, Marambio (Seymour) y Cerro Nevado. Dicho grupo incluye a las formaciones Fm Santa Marta, Fm Rabot, Fm Snow Hill Island, Fm Haslum Crags, 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) y fue depositado durante el intervalo Coniaciense superior-Daniense (Olivero, 2012; Milanesse, 2018; Montes *et al.*, 2019a,b) (Fig. 1.5).

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 acumulaciones de conchas (coquinas), depositadas en una plataforma media-externa a interna, que representa la construcción de una plataforma marina progradante extendida en el Mar de Weddell por más de 100 km (Olivero, 2012), dentro de un contexto fuertemente regresivo (Fig. 1.5D).

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 *et al.*, 1998) y Fm Submeseta (Montes *et al.*, 2013, 2019b), constituye la última etapa de colmatación de la Cuenca James Ross. Se caracteriza por sedimentos depositados dentro de valles incisos (cañones o estuarios), sobre una plataforma marina emergente con edades del Paleoceno al Oligoceno? (Olivero, 2012; Montes *et al.*, 2013, 2019b).

Según Marensi *et al.*, (2002), 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 (Fig. 1.3C).

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 (Marensi *et al.*, 2010), pertenecientes a la **Fm Hobbs Glacier** (Pirrie *et al.*, 1997b) (Fig. 1.5).

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. 1.5). Dichas rocas representan un volcanismo ensialico post-subducción, 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 de edad Plioceno-Holoceno (Fig. 1.5).

1.3. TOPOGRAFÍA

1.3.1. Introducción

La base topográfica ha sido producida por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) en cooperación con el Instituto Antártico Argentino (IAA).

La cartografía de bahía Esperanza previa al presente trabajo, consistía básicamente en cartas náuticas útiles para la navegación marítima pero sin topografía detallada del entorno terrestre. Entre otras instituciones, el Servicio de Hidrografía Nacional (SHN) de la República Argentina ha editado el "Cuarterón H757 (escala 1:30.000)", aplicado al acceso náutico a bahía Esperanza.

También se dispuso de la topografía que se encuentra en el informe CEP Draft (2002) (ver Mapa 2, Capítulo 6-Áreas Protegidas), que abarca una parte del área mapeada.

1.3.2. Elaboración del mapa topográfico

El alto grado de detalle impuesto al estudio geológico obligó a la elaboración de un mapa topográfico de escala acorde a esta exigencia, para lo cual se realizaron tres campañas (2005, 2006 y 2008) de relevamiento topográfico, aplicando receptores GPS.

Para concretar el relevamiento geológico, inicialmente se utilizó, como base cartográfica de bahía Esperanza, la foto aérea Británica "26-FID-58 Trinity Peninsula", obtenida en diciembre 1956. Posteriormente, se utilizó la imagen de satélite, *Quick Bird* de 0,65 m de resolución, tomada en enero de 2005 y adquirida específicamente para el proyecto.

Los datos fueron tomados utilizando dos receptores GPS *Trimble XR-Pro* (12 canales), desde una base y con un rover, a pie y empleando vehículos de nieve; en modo diferencial y dinámico a intervalos de 1 segundo. El punto de referencia geodésico fue la Estación Base en Laboratorio de Sismología, coordenadas X: 63°23'53.8552"S; Y: 56°59'46.2295"W, Z: nivel del mar. La antena colectora fue del tipo *Compact Dome*, modelo TDC-1. El procesado posterior se realizó aplicando el programa *Pathfinder-Office* (v. 2.11), *Serie 1.10A* actualizada y posteriormente tratado con el programa de GIS *ArcMap 9 de ESRI*.

Durante la campaña 2005 se midieron 164.780 puntos DGP submétricos, en 3D, cubriendo una superficie de 319 Ha en la zona próxima a la base y a lo largo de la costa austral de la bahía (Fig. 1.6). Esta zona es la que posee una mayor precisión cartográfica, con curvas de nivel cada 5 m.

1.3.3. Características de la representación topográfica

Las características técnicas de la representación topográfica son las siguientes:

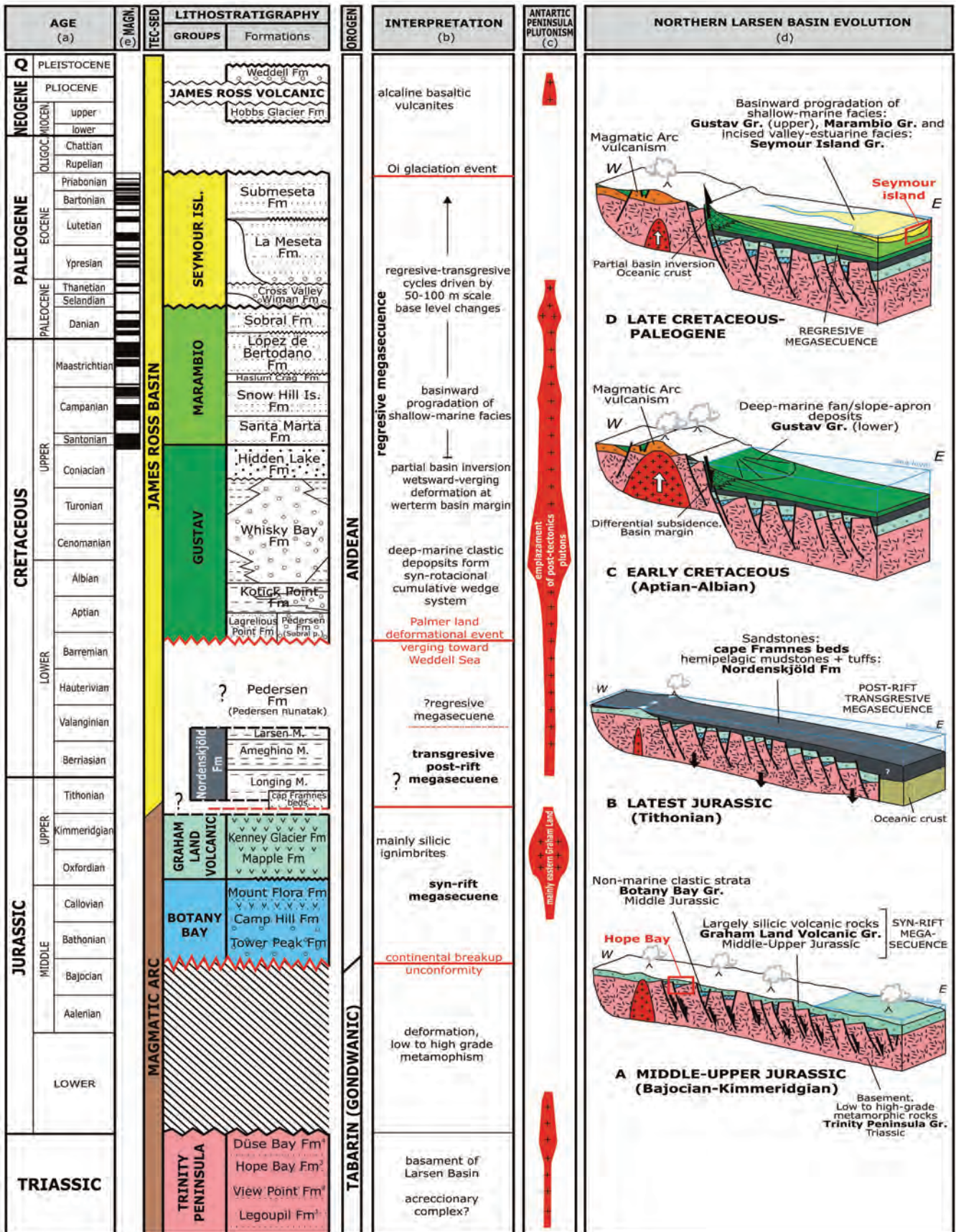


Figura 1.5.- Cuadro cronoestratigráfico y de evolución tectonosedimentaria de la zona norte de la Península Antártica, desde el Triásico hasta la época reciente. Basado en Hathway (2000); Hunter *et al.*, (2005); del Valle *et al.* (2007); Riley *et al.*, (2010); Castillo (2011); Olivero (2012) y Montes *et al.* (2013). En rojo los límites de las principales megasecuencias. En el Grupo Trinity Peninsula (los superíndices indican la zona de afloramiento): ¹Expuesta en cabo Legoupil; ²Expuesta en View Point; ³Expuesta en bahía Esperanza; ⁴Expuesta en bahía Düse. Referencias: (a) Ogg, *et al.* (2016). (b) Hathway (2000). (c) Leat *et al.* (1997). (d) Basado en Hathway (2000). (e) Datos magnetoestratigráficos de Tobin *et al.* (2012); Beamud *et al.* (2015); Milanese (2018) 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 Marambio (Seymour). En color, las formaciones registradas en el mapa geológico de bahía Esperanza.

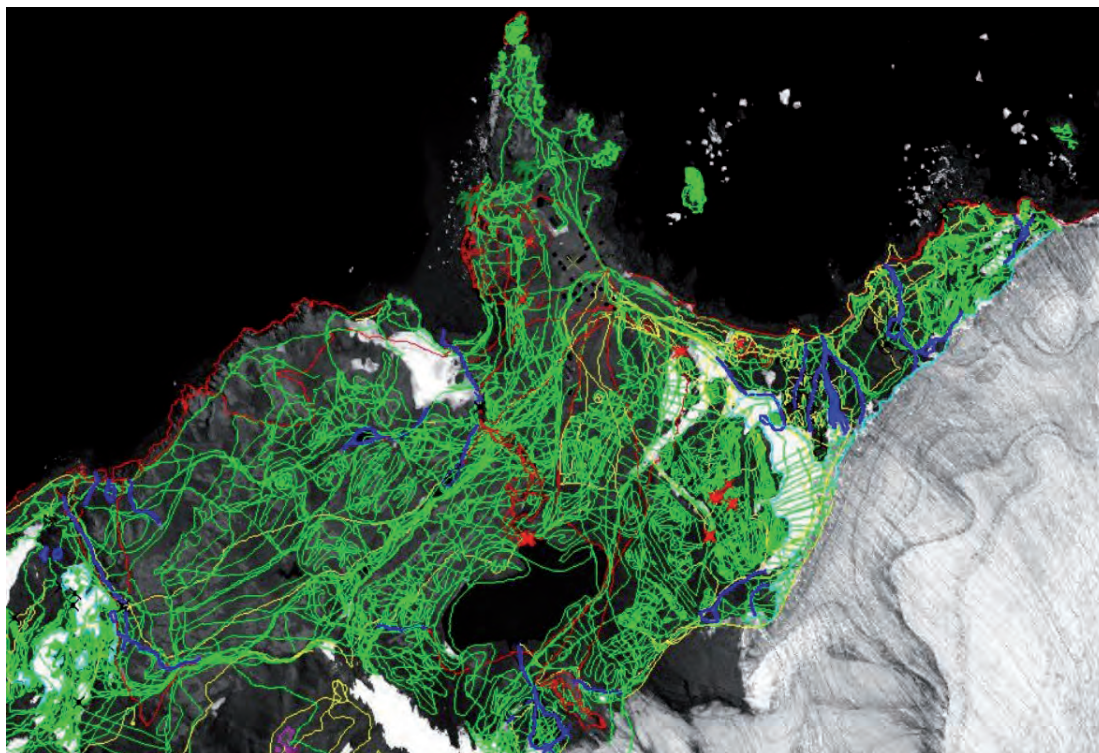


Figura 1.6.- Recorridos sobre el terreno en la adquisición de datos topográficos en las proximidades de la Base Esperanza.

Proyección y marcas de 1.000 m: Universal Transverse Mercator, UTM, Zona 21.

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

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

Equidistancia de curvas de nivel: 5 m (área cercana a Base Esperanza); 25 m en el resto.

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.

Algunas áreas con hielos y neveros presentes en la imagen de satélite de 2005 (*Quick Bird* de 0,65 m de resolución), han remitido o ya no existen.

1.3.4. Toponimia

La toponimia aplicada se basó fundamentalmente en la argentina (Pierrou, 1970) y sus actualizaciones, pero también se dan sus equivalencias con los nombres geográficos aprobados por los Estados Unidos de América (Alberts, 1995). Asimismo, se acuñaron denominaciones locales informales, denotadas en minúsculas en el mapa, las cuales también se explicitan en la Tabla 1.1.

1.4. MAPA GEOLÓGICO

1.4.1. Consideraciones generales

El Mapa Geológico y el Mapa Geomorfológico de bahía Esperanza que acompañan a esta 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 Carto-*

gráfica Geocientífica Antártica del IGME. El trabajo de campo se llevó a cabo durante las temporadas de verano austral en los años 2004, 2005 y 2008. La escala de la edición de los dos mapas es 1:10.000, sobre la base topográfica producida conjuntamente por el IGME y el IAA.

Hay que decir que los mismos mapas que acompañan a esta memoria fueron ya publicados previamente en formato mural (Montes *et al.*, 2013; Nozal *et al.*, 2013). Trabajos científicos y campañas posteriores a dicha publicación, proporcionaron algunas correcciones cartográficas y de nomenclaturas. Asimismo, se han realizado algunas correcciones que atañen a las edades de las unidades. En el "Capítulo 2- Estratigrafía", se incluye una nueva leyenda con las dataciones actualizadas, así como su discusión detallada.

Aparte de algunos trabajos que incorporan cartografías geológicas más o menos precisas (Elliot y Gracanic, 1983; Birkenmajer, 1992; Paciullo *et al.*, 2002) bahía Esperanza carecía de un mapa geológico propiamente dicho con topografía y suficiente detalle, y de cartografía geomorfológica.

Así pues los nuevos mapas Geológico y Geomorfológico de bahía Esperanza perteneciente a la mencionada *Serie Cartografía Geocientífica Antártica* del IGME, son los más modernos, detallados y disponibles de la zona. Como herramienta básica en la construcción del mapa, se utilizó la imagen de satélite *Quick Bird* (0,65 m de resolución, enero 2005) que cubre sin nubes la integridad del territorio cartografiado; fotografías aéreas con cobertura parcial, obtenidas en 1973 por el Servicio de Hidrografía Naval de la Armada Argentina y un fotograma británico de 1956.

Hay que decir también, que en las últimas campañas se utilizaron técnicas de GIS (tablets equipadas con *ArcPad* de ESRI), sobre la base topográfica georreferenciada, que mejoraron ostensiblemente la precisión de los contactos geológicos.

TOPÓNIMOS	DEN. INTERNACIONAL	LATITUD	LONGITUD
Arroyo Flora	Denom. Local informal	63°24'S	57°00'W
Arroyo Papúa	Denom. Local informal	63°24'S	57°00'W
Arroyo Prasiola	Denom. Local informal	63°24'S	57°00'W
Arroyo Skúa	Denom. Local informal	63°24'S	57°00'W
BAHÍA CORRIENTES	<i>Trapassey Bay</i>	63°28'S	56°58'W
BAHÍA ESPERANZA	<i>Hope Bay</i>	63°23'S	57°00'W
BAHÍA DÜSE	<i>Düse Bay</i>	63°32'S	57°15'W
CABO BRUD	<i>Cape Burd</i>	63°39'S	57°09'W
CABO GREEN	<i>Cape Green</i>	63°40'S	56°50'W
CABO LEGOUPIL	<i>Cape Legoupil</i>	63°19'S	57°54'W
CERRO DON BOSCO	<i>Cairn Hill</i>	63°30'S	57°04'W
CALETA ÁGUILA	<i>Eagle Cove</i>	63°24'S	57°00'W
CALETA CABAÑA/CHOZA	<i>Hut Cove</i>	63°24'S	56°59'W
CANAL PRÍNCIPE GUSTAVO	<i>Prince Gustav Channel</i>	63°50'S	58°15'W
CORDÓN DON BOSCO	<i>Cairn Hill</i>	63°30'S	57°04'W
COLINAS SCAR	<i>Scar Hills</i>	63°25'S	57°01'W
CERRO MORRO COLORADO	<i>Mineral Hill</i>	63°29'S	57°03'W
Collado Gallegos	Denom. Local informal	63°25'S	57°01'W
Collado de las motos	Denom. Local informal	63°26'S	57°01'W
CORDÓN FILO AGUDO	<i>Blade Ridge</i>	63°25'S	57°05'W
Costa Papúa	Denom. Local informal	63°24'S	57°01'W
Espolón IGME	Denom. Local informal	63°25'S	57°01'W
Espolón Rollover	Denom. Local informal	63°25'S	57°00'W
ESTRECHO ANTARCTIC	<i>Antarctic Sound</i>	63°20'S	56°45'W
GLACIAR ARENA	<i>Arena Glacier</i>	63°24'S	57°03'W
GLACIAR BUENOS AIRES	<i>Buenos Aires Glacier</i>	63°25'S	56°59'W
GLACIAR DEPOT	<i>Depot Glacier</i>	63°25'S	57°03'W
GLACIAR FLORA	<i>Flora Glacier</i>	63°25'S	57°01'W
GLACIAR KENNEY	<i>Kenney Glacier</i>	63°25'S	57°02'W
Isla Baliza	Denom. Local informal	63°24'S	57°03'W
ISLA CERRO NEVADO	<i>Snow Hill Island</i>	64°28'S	57°12'W
ISLA GANDARA	<i>Gandara Island</i>	63°19'S	57°56'W
ISLA KOPAITIC	<i>Kopaitic Island</i>	63°19'S	57°55'W
ISLA PAULET	<i>Paulet Island</i>	63°35'S	55°47'W
ISLAS ORCADAS DEL SUR	<i>South Ork Island</i>	60°35'S	45°30'W
Lago Chico	Denom. Local informal	63°24'S	57°00'W
LAGUNA BOECKELLA	<i>Boeckella Lake</i>	63°24'S	57°00'W
Laguna Boeckella superior	Denom. Local informal	63°25'S	57°00'W
Laguna Esmeralda	Denom. Local informal	63°25'S	57°00'W
Laguna Jacuzzi	Denom. Local informal	63°25'S	57°03'W
MAR DE WEDDELL	<i>Weddell Sea</i>	72°00'S	45°00'W
PASO LONGING	<i>Longing Gap</i>	64°25'S	58°57'W
BARDAS COLORADAS	<i>Brown Bluff</i>	63°32'S	56°55'W
NUNATAK CONO	<i>Cone Nunatak</i>	63°36'S	57°02'W
Nunatak Kefren	Denom. Local informal	63°26'S	57°02'W
NUNATAK NOBBY	<i>Nobby Nunatak</i>	63°25'S	56°59'W
NUNATAKS SIETE ESTRIBOS	<i>Seven Butresses Nunatak</i>	63°36'S	57°10'W
Mamotreto	Denom. Local informal	63°26'S	57°03'W
MONTE CARDINAL	<i>Mount Cardinal</i>	63°29'S	57°10'W
MONTE FLORA	<i>Mount Flora</i>	63°25'S	57°01'W
MONTE CARROLL	<i>Mount Carroll</i>	63°26'S	57°03'W
MONTE SARMIENTO	<i>Thimble Peak</i>	63°27'S	57°06'W
MONTE TAYLOR	<i>Mount Taylor</i>	63°26'S	57°08'W
PENÍNSULA ANTÁRTICA	<i>Antarctic Peninsula</i>	69°30'S	65°00'W
PENÍNSULA TABARIN	<i>Tabarin Peninsula</i>	63°32'S	57°00'W
PICO PIRÁMIDE	<i>The Pyramid</i>	63°26'S	57°01'W
PICO PULGAR	<i>Blade Ridge</i>	63°25'S	57°05'W
Puerto Moro	Denom. Local informal	63°29'S	57°00'W
PUNTA FOCA	<i>Seal Point</i>	63°24'S	56°59'W
PUNTA VISIÓN	<i>View Point</i>	63°33'S	57°22'W
ROCAS GRÜNDEEN	<i>Gründen Rocks</i>	63°24'S	56°58'W
VALLE DE CINCO LAGUNAS	<i>Five Lakes Valley</i>	63°25'S	57°02'W

Tabla 1.1.- Topónimos que aparecen en el mapa del entorno de bahía Esperanza, junto con la ubicación en sus coordenadas geográficas. Mayúsculas: topónimos ya registrados en otros mapas o esquemas. Minúsculas: topónimos informales de carácter local.

1.4.2. Unidades estratigráficas

En el entorno de bahía Esperanza se han identificado las formaciones mencionadas en el marco geológico y definidas previamente como unidades litoestratigráficas formales: Fm Hope Bay, Fm Mount Flora y Fm Kenney Glacier, además de rocas ígneas, granitos y gabros intrusivos relacionados con el magmatismo mesozoico del arco magmático de la Península Antártica. 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 Aloestratigráficas (*Allostratigraphic 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 Aloestratigráficas: Alogrupo, Aloformación y Alomembro. Por extensión, y si se tiene en cuenta la definición de estas unidades, las propias formaciones clásicas definidas previamente, cuyos límites son rupturas sedimentarias cartografiables de primer orden, podrían también ser consideradas dentro de dicha clasificación como aloformaciones. En cualquier caso, las nuevas divisiones dentro de dichas formaciones (miembros) pueden ser consideradas como alomembros y en su estudio se ha tenido especial interés en la descripción de sus límites basales.

De este modo, en la cartografía geológica se distinguen 18 unidades, de las cuales 9 pertenecen a las Fm Hope Bay (3 unidades), Fm Mount Flora (2 unidades), y Fm Kenney Glacier (4 unidades). Se distinguen así mismo, 3 tipos de rocas intrusivas (granodioritas, gabros y diques) pertenecientes al magmatismo mesozoico del Ciclo Andino. Además, se han diferenciado 6 unidades de depósitos superficiales recientes, relacionados directa o indirectamente con la actividad glaciar, como son depósitos morrénicos, terrazas marinas, depósitos fluvio-glaciares, conos aluviales proglaciares y depósitos de geliflucción. Asimismo, y relacionado con los procesos de retracción glaciar, se han representado las diferentes líneas del frente del glaciar Depósito, obtenidas de diferentes esquemas, cartografías preexistentes y fotos de satélite de distintos años, desde el primer esquema de Düse (expedición sueca) en 1903 (Nordenskjöld *et al.*, 2004).

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. Las edades geológicas, se han obtenido como síntesis de diversos trabajos previos de cronología absoluta (Rb-Sr) en rocas volcáni-

cas (Pankurs, *et al.* 2000); bioestratigráficos (Thomson, 1975a,b) y de edad de circones en las areniscas del Grupo Trinity Peninsula (Miller *et al.*, 1987; Trouw *et al.*, 1997; Castillo, 2011). También se han aplicado criterios de correlación y de posición estratigráfica que afinan dichas edades previas.

Además, el mapa contiene cuatro **cortes geológicos**, en los que se ha intentado reflejar la estructura general de los dos ámbitos estructurales principales de la zona: Ciclo Tabarin (Fm Hope Bay, Cortes I-I' y II-II'); y Ciclo Andino (Fm Mount Flora y Fm Kenney Glacier, Cortes III-III' y IV-IV').

El mapa incluye también un **panel de correlación** con las secciones estratigráficas parciales realizadas para la caracterización de las unidades (10 columnas que registran más de 2.000 m de serie). Asimismo, dichas secciones se posicionan en un esquema simplificado de la cartografía.

Se incluyen también sendos **esquemas** con el **contexto geográfico y geológico**, este último basado en el mapa 1:100.000 de la península Tabarin parcialmente realizado en el transcurso de las campañas de cartografía (Fig. 1.3; del Valle *et al.*, 2007). Acompaña al mapa una leyenda de **símbolos** y una **foto aérea** realizada desde helicóptero en donde se aprecia la mayor parte de las unidades cartografiadas, el relieve y la morfología de la zona.

1.5. MAPA GEOMORFOLÓGICO

1.5.1. Elementos geomorfológicos

El Mapa Geomorfológico de bahía Esperanza tal vez sea la contribución más novedosa para esta zona tan singular y con tanta historia, y en general para el conocimiento de la geomorfología de esta región, puesto que el importante recubrimiento de hielo glaciar hace que, en el área de la Península Antártica, la cartografía geomorfológica sea muy escasa.

Uno de los rasgos morfológicos más significativo de la zona es que ofrece una amplia área de terreno no cubierta por el hielo y tampoco por nieve en verano, lo que favorece la observación directa de las rocas y las formas del terreno.

En el Mapa se han representado distintas formas y formaciones superficiales agrupadas en cuatro conjuntos genéticos principales: glaciares, periglaciares, litorales y proglaciares (fluviales y lagunares), y dos secundarios: estructural y antrópico. La mayoría de las formas y de los recubrimientos son herencia de una morfogénesis glaciar pasada. Su testimonio es indicativo del retroceso glaciar generalizado apreciado en la región. Las morrenas y el resto del territorio no cubierto por el hielo, se encuentra sometido a fenómenos periglaciares muy intensos, con geliflucción, geliflucción y procesos termokársticos. Existen también elementos morfológicos de carácter proglaciar y formas litorales en relación con la costa.

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. La esencia del mapa es morfogenética, al que se le añade un matiz morfocronológico casi siempre relativo. Su simbología es la que se recoge en el citado manual donde se incluye la representación de mayor aceptación internacional.

El **Mapa** Geomorfológico muestra dos tipos de elementos: las formas del terreno 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 y cada grupo se identifica por su color específico.

La **leyenda** muestra una organización morfostratigráfica relativa, desde finales del Pleistoceno (edad del Último Máximo Glaciar). Las características geomorfológicas se agrupan en seis tipos morfostratigráficos: estructural, fluvio-glaciar, glaciar, periglacial, litoral y antrópico.

Además, el mapa contiene: **símbolos**, **contexto geográfico** y **esquema litológico**, y algunas **fotos panorámicas** que muestran los diferentes paisajes con sus formas más representativas.

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 del entorno de bahía Esperanza. Así, y después del capítulo de **Introducción** (Capítulo 1), se describe la **Estratigrafía** (Capítulo 2) de las tres formaciones presentes (Fm Hope Bay, Fm Mount Flora y Fm Kenney Glacier), y de las formaciones superficiales. Dentro de cada una de las formaciones, se realiza una **Descripción Litológica** detallada de las unidades cartográficas que contienen y se incluyen sendos apartados de **Interpretación Sedimentaria** y **Edad**, donde se aportan y se argumentan los datos de evolución sedimentaria y cronostratigráficos conjuntos para cada una de ellas. Le siguen la descripción de las **Rocas Ígneas** (Capítulo 3) y la **Tectónica** (Capítulo 4), con los rasgos estructurales de la zona. La **Geomorfología** (Capítulo 5), tiene un lugar destacado en la memoria, siendo probablemente los datos y elementos cartográficos más originales de la presente obra. Por último se incluye un apartado de **Áreas Protegidas** (Capítulo 6), con la definición, normativa y Plan de Gestión para la "Zona Antártica Especialmente Protegida N° 148, Monte Flora" (ZAEP N° 148), realizado por la Dirección Nacional del Antártico-Instituto Antártico Argentino.

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 (grupos y formaciones), aparece su **nombre**, **abreviatura** correspondiente (notación inglesa) y **edad**, en mayúsculas. La notación anglosajona de las unidades definidas previamente, no se ha traducido, respetándose su nombre original. Ejemplos:

- **GRUPO TRINITY PENINSULA (TPG). FORMACIÓN HOPE BAY (HBF). TRIÁSICO INFERIOR-MEDIO.**
- **GRUPO BOTANY BAY (BBG). FORMACIÓN MOUNT FLORA (MFF). JURÁSICO MEDIO.**

Para cada una de las unidades estratigráficas de rango menor (miembros) y/o unidades cartográficas, aparece el **nombre**, **número** y/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:

- **Miembro Areniscas (FL2M).** Unidad cartográfica **5**. Areniscas, conglomerados y lutitas negras con restos de plantas. **5a**-Cineritas.
- **Miembro Kenney 4 (KE4M).** Unidad Cartográfica **9**. Brechas y areniscas volcánicas con intercalaciones de ignimbritas cristalizadas.

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- y quimiostratigráficos (dataciones radiométricas).
- Edad.

Como apoyo a la caracterización y descripción de cada unidad, se incluyen figuras con secciones estratigráficas de detalle, esquemas 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 del entorno de la Península Antártica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBERTS, F.G. (1995): *Geographic Names of the Antarctic*. Second Edition, Names approved by the United States Board on Geographic Names, 1-834.

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.S. (1966): The stratigraphy of part of north-east Graham Land and the James Ross Island group. *British Antarctic Survey Scientific Report* 53.

BIRKENMAJER, K. (1988): Report on the Polish geological investigations in the Antarctic Peninsula sector, 1987-1988. *Polish Polar Research*, 9(4): 505-519.

— (1992): Trinity Peninsula Group (Permo-Triassic?) at Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 13(3-4): 215-240.

- (1993a): Jurassic terrestrial clastics (Mount Flora Formation) at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, 41(1): 23-38.
- (1993b): Geology of late Mesozoic magmatic rocks at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, 41(1): 49-62.
- 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.
- BRADSHAW, J.D.; VAUGHAN, A.P.M. and TROUW, R.A.J. (2003): The View Point conglomerates: a probable upper fan deposit in the accretionary wedge of the Triassic Trinity Peninsula Group, northern Antarctic Peninsula. In: *Terra Nostra* (Fütterer, D.K., ed.), 9^o International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Abstracts: 38, Potsdam.
- CASTILLO, P. (2011): *Proveniencia sedimentaria del Grupo Península Trinidad, Península Antártica*. Tesis doctoral. Universidad de Chile. Santiago de Chile, 148 p.
- CEP Draft (2002): Management Plan for Antarctic Specially Protected Area N^o. 148: Mount Flora, Hope Bay, Antarctic Peninsula. 1-12 p.
- DEL VALLE R. and MILLER, H. (2001): Transpresional deformation along the margin of Larsen Basin: new data from Pedersen Nunatak, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 13(2): 158-166.
- 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.
- DEL VALLE, R. y SCASSO (2004): Límite de la cuenca Larsen en la península Tabarin, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1): 38-44.
- DEL VALLE, R.; HEREDIA, N.; MONTES, M.; NOZAL, F. y MARTÍN-SERRANO, Á. (2007): El Grupo Trinity Peninsula en la península Tabarin, extremo norte de la península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(4): 498-505.
- DEL VALLE, R.; MORELLI, J.R. and RINALDI, C.A. (2001): Geology of new localities on Tabarin Peninsula, northern Antarctic Peninsula. *Antarctic Science* 13(3): 323-328.
- 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.H. and GRACANIN, T.H. (1983): Conglomeratic strata of Mesozoic Age at Hope Bay, northern Antarctic Peninsula. In: *Antarctic earth Science* (Oliver, R.L., James, P.R. and Jago, J.B., eds.). Canberra. Australian Academy of Science: 303-307.
- 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.
- GHIDELLA, M. and 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.
- HATHWAY, B. (2000): Continental rift to back-arc basin: stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 417-432.
- HEREDIA, N.; GALLASTEGUI, G.; MONTES, M.; NOZAL, F. and DEL VALLE, R.A. (2006): The Gondwanic evolution of the Tabarin Peninsula (Antarctic Peninsula). In: *VII Simposio Español de Estudios Polares, Granada. Resúmenes*: 155-157.
- HEREDIA, N., GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y GALLASTEGUI, G. et al. (2016): Evolución Geodinámica de los Andes argentinochilenos y la Península Antártica durante el Neoproterozoico tardío y el Paleozoico. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 36: 237-278.
- (2018): The Pre-Andean phases of construction of the Southern Andes basement in Neoproterozoic-Paleozoic times. In: *The Evolution of the Chilean-Argentinean* (Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N. et al. eds.). *Andes. Earth System Sciences*. Springer: 133-153.
- HEREDIA, N.; MONTES, M.; NOZAL, F.; GALLASTEGUI, G. and DEL VALLE, R. (2005): The Gondwanic Orogenic Cycle in the Tabarin Peninsula (Antarctica). In: *Gondwana 12*, (Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D., eds.), Academia Nacional de Ciencias, Mendoza, Argentina, 196.
- HEREDIA, N.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2004): Evolución gondwánica de la Península Tabarin (península Antártica). In: *V^o Simposio Argentino y I^o Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. DNA-IAA, Buenos Aires.
- HERVÉ, F. (1992): Estado actual del conocimiento del metamorfismo y plutonismo en la Península Antártica al norte de los 65° S y el archipiélago de las Shetlands del Sur: Revisión y problemas. In: *Geología de la Antártida Occidental* (López-Martínez, J. ed.). *Simposios del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 19-31.
- HERVÉ, F.; CALDERÓN, M. and FAUNDEZ, M. (2008): The metamorphic complex of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, 6(1): 43-53.
- HUNTER, M.A.; Cantrill, D.J.; FLOWERDEW, M.J. and MILLAR, I.L. (2005): Middle Jurassic age for the Botany Bay Group: implications for Weddell Sea Basin creation and southern hemisphere biostratigraphy. *Journal of the Geological Society of London*, 162: 745-8.
- HYDEN, G. and TANNER, P.W.G. (1981): Late Palaeozoic-Early Mesozoic fore-arc basin sedimentary rocks at the Pacific Margin in western Antarctic. *Geologisches 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, 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.
- LEAT, P.T.; SCARROW, J.H. and WAREHAM, C.D. (1998): 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. (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.

- 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*. (Casadio, S. ed.). *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial*, 5: 137-146.
- MARSHALL, N.B. (1945): Annual report. Base D. Biology and Hydrography. *Unpublished report, British Antarctic Survey, Archives Ref AD6/1D/1945/N2*.
- MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2005): Geomorfología de la costa austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). *Geogaceta*, 38: 95-98.
- MARTÍN-SERRANO, A.; SALAZAR, A.; NOZAL, F. y SUÁREZ, A. (2004). *Mapa Geomorfológico de España a escala 1: 50.000. Guía para su elaboración*. IGME, 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.
- 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.
- MILLER H.; LOSKĚ, W. and KRAMM, U. (1987): Zircon provenance and Gondwana reconstruction: U-Pb data on detrital zircons from Trinity Peninsula Formation metasandstones. *Polarforschung*, 57(1/2): 59-69.
- MONTES, M.; MARTÍN-SERRANO, A.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2005): Geología de la Costa Austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). *Geogaceta*, 38: 91-94.
- MONTES, M.; MARTÍN-SERRANO, A. y DEL VALLE, R. (2004). Mapa Geológico de la Costa Austral de Bahía Esperanza y el Monte Flora, (Península Antártica). En: *Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. Resúmenes Expandidos, CDROM, 101GG, 6 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.
- MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2008a): El Paleoceno superior de la Antártida: la Formación Cross Valley-Wiman de la Isla Marambio. (Mar de Weddell). *Geo-Temas*, 10: 667-668.
- MONTES, M.; BEAMUD, E.; NOZAL, F. and SANTILLANA, S. (2019a): Late Maastrihtian-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.; OLIVERO, E.; GALLASTEGUI, G.; SANTILLANA, S.; MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; GONZÁLEZ, L. y MARTÍN-SERRANO, A. (2019b): *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.
- MONTES, M.; SANTILLANA, S., NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2008b): 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.
- NORDENSKIÖLD, O.; ANDERSSON, J.; LARSEN, C. and SKOTTSBERG, C. (2004): *Dos años en los hielos del Polo. La Expedición Sueca en el Antártico y su rescate por la Uruguay. Octubre 1901-Diciembre 1903*. Tomos I y II. (Sobre la primera ed. de 1904: *Antarctic. Tva ar bland Sydpolens isar*). Colección Patagonia inédita. Zaglier & Urruty Publications. Ushuaia, Argentina. 10: 352 p.; 11: 432 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.
- 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.; PONCE, J. and MARTINIONI, D. (2008): Sedimentology and architecture of sharp-based tidal sandstones in the Upper Marambio Group, Maastrihtian of Antarctica. *Sedimentary Geology*, 210: 11-26.
- OLIVERO, E.; PONCE, J.; MARSIANO, C. and MARTINIONI, D. (2007): Depositional settings of the basal López de Bertodano Formation, Maastrihtian, Antarctica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62: 521-529.
- OLIVERO, E.; SCASSO, R. y RINALDI, C. (1986): *Revisión del Grupo Marambio, en la isla James Ross, Antártida*. Instituto Antártico Argentino Contribución, 331: 1-30.
- PACIULLO, F.V.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R. and TROUW, R.A. (2002): Facies association in the Permian?-Triassic Hope Bay Formation, Antarctic Peninsula. *Royal Society. of New Zealand Bulletin*, 35: 175-183.
- PANKHURST, R.J. (1983): Rb-Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula. In: *Antarctic Earth Science*. (Oliver, R.L., James, P.R. and Jago, J.B. eds.). Canberra, Australian Academy of Science: 367-371.
- PANKHURST, R.J.; LEAT, P.T.; SRUOGA, P.; RAPELA, C.W.; MARQUEZ, 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.
- PANKHURST, R.J.; RILEY, T.R.; FANNING, C.M. and KELLEY, S.P. (2000): Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctica Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5): 605-625.
- PIERROU, E.J. (1970): Toponimia del Sector Antártico Argentino. *Servicio de Hidrografía Naval, Publicación H914*: 1-746.
- 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.
- RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R.; PACIULLO, P.V. and TROUW, R.A. (2002): Triassic submarine fan facies association at Cape Legoupil, Antarctic Peninsula. In: *Antarctica at the close of a millennium*. Royal Society of New Zealand Bulletin, 35: 169-174.
- 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.
- RILEY, T.R.; FLOWERDEW, M.J.; HUNTER, M.A. and WHITEHOUSE, M.J. (2010): Middle Jurassic rhyolite volcanism of eastern Graham Land, Antarctic Peninsula: age correlations and stratigraphic relationships. *Geological Magazine*, 147(4): 581-595.
- 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.
- 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.; ROBERTS, B. and HIRONS, S.R. (1996): Very low- to low-grade metamorphism in the Trinity Peninsula Group (Permo-Triassic) of northern Graham Land, Antarctic Peninsula. *Geological Magazine*, 133(5): 583-594.
- 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 of 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.; 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 Welsink, H.J., eds). *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 62: 5-52.
- THOMSON, M. (1975a): First marine Triassic fauna from the Antarctic Peninsula. *Nature*, 257: 577-578.
- (1975b): New palaeontological and lithological observations on the Legoupil Formation, northwest Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 41-42: 169-185.
- THOMSON, M. and PANKHURST, R.J. (1983): Age of post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region. In: *Antarctic Earth Science* (Oliver, R., James, P. and Jago, J., eds.). Canberra, Australian Academy of Science: 328-333.
- 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.). Canberra, Australian Academy of Science: 289-294.
- TOBIN, T.; WARD, P.; STEIG, E.; OLIVERO, E.; HILBURN, I.; MITCHELL, R.; DIAMOND, M.; RAUB, T. and KIRSCHVINK, J. (2012): Extinction patterns, ^{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.
- TROUW, R.A.J.; PANKHURST, R.J. and RIBEIRO, A. (1997): On the relation between the Scotia Metamorphic Complex and the Trinity Peninsula Group, Antarctic Peninsula. In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C.A., ed). *Terra Antarctica Publication*, Siena: 383-389.
- 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

M. Montes, F. Nozal, A. Martín-Serrano y R. del Valle

Índice del capítulo

2. ESTRATIGRAFÍA	21
2.1. GRUPO TRINITY PENINSULA (TPG). FORMACIÓN HOPE BAY (HBF). TRIÁSICO	23
2.1.1. Descripción litológica	23
2.1.1.1. Miembro Caleta Cabaña (HCM, inferior). Unidad cartográfica 1. Areniscas y niveles de lutitas laminadas.....	23
2.1.1.2. Miembro Puerto Moro (PMM, medio). Unidad cartográfica 2. Areniscas y lutitas laminadas. 2a.- Lutitas laminadas con <i>ripples</i> . 2b.- Brechas y areniscas volcánicas.....	26
2.1.1.3. Miembro Colinas Scar (SHM, superior). Unidad cartográfica 3. Areniscas y niveles esporádicos de lutitas laminadas.....	26
2.1.2. Interpretación sedimentaria	29
2.1.3. Edad	31
2.2. GRUPO BOTANY BAY (BBG). FORMACIÓN MOUNT FLORA (MFF). JURÁSICO MEDIO (BAJOCIENSE)-SUPERIOR (OXFORDIENSE)	35
2.2.1. Descripción litológica	36
2.2.1.1. Miembro Conglomerados (FL1M, inferior). Unidad cartográfica 4. Conglomerados masivos heterométricos. 4a.- Cineritas. 4b.- Areniscas.....	36
2.2.1.2. Miembro Areniscas (FL2M, superior). Unidad cartográfica 5. Areniscas, conglomerados y lutitas negras con restos de plantas. 5a.- Cineritas.....	39
2.2.2. Interpretación sedimentaria	42
2.2.3. Edad	42
2.3. GRUPO VOLCÁNICO GRAHAM LAND (GLVG). FORMACIÓN KENNEY GLACIER (KGF). JURÁSICO MEDIO-SUPERIOR	44
2.3.1. Descripción litológica	46
2.3.1.1. Miembro Kenney 1 (KE1M). Unidad cartográfica 6. Ignimbritas cristalizadas con intercalaciones de brechas y areniscas volcánicas y niveles de ignimbritas soldadas. 6a.- Contacto térmico rojizo.....	46
2.3.1.2. Miembro Kenney 2 (KE2M). Unidad cartográfica 7. Brechas, areniscas y limolitas volcánicas con intercalaciones de ignimbritas soldadas. 7a.- Contacto térmico rojizo	46
2.3.1.3. Miembro Kenney 3 (KE3M). Unidad cartográfica 8. Tobas soldadas con intercalaciones de ignimbritas soldadas y niveles de brechas y areniscas. 8a.- Limolitas volcánicas laminadas, areniscas volcánicas y niveles de lavas basálticas. 8b.- Contacto térmico rojizo	48
2.3.1.4. Miembro Kenney 4 (KE4M). Unidad cartográfica 9. Brechas y areniscas volcánicas con intercalaciones de ignimbritas cristalizadas.....	51
2.3.2. Interpretación sedimentaria	51
2.3.3. Edad	54
2.4. FORMACIONES SUPERFICIALES	55
2.4.1. Unidad cartográfica 10. Bloques y cantos angulosos con matriz areno-limosa. Till de fondo y morrenas	55

2.4.2. Unidad cartográfica 11. Bloques y cantos angulosos. Taludes y conos de derrubios	55
2.4.3. Unidad cartográfica 12. Cantos redondeados y arenas. Terrazas marinas	56
2.4.4. Unidad cartográfica 13. Gravas, arenas y limos. Deltas	57
2.4.5. Unidad cartográfica 14. Limos, arenas y gravas. Fondo de valle.....	58
2.4.6. Unidad cartográfica 15. Gravas, arenas y limos. Abanicos aluviales	58
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59

2. ESTRATIGRAFÍA

Desde el punto de vista tectosedimentario, las rocas aflorantes en el entorno de bahía Esperanza, pertenecen a dos ciclos orogénicos distintos. Las más antiguas se han depositado y deformado durante el **Ciclo Orogrénico Tabarin** (etapa postgondwánica y preandina) y corresponden al **Grupo Trinity Peninsula** (Hyden y Tanner, 1981) de edad Carbonífero Superior(?)–Triásico (Hathway 2000), pero considerado en esta memoria como Triásico (ver apartado de edad). Este grupo constituye parte del basamento pre-Jurásico.

Sobre dicho basamento, se deposita discordantemente el conjunto mesozoico-cenozoico del **Ciclo Orogrénico Andino**, cuyos sedimentos más antiguos conocidos corresponden a los sedimentos continentales de la **Fm Mount Flora** (Elliot y Gracain, 1983), perteneciente al **Grupo Botany Bay** (Farquharson 1984) del

Jurásico Medio (Pankhursts *et al.*, 2000; Hunter *et al.*, 2005). Sobre estos sedimentos se superponen rocas volcanosedimentarias (subaéreas) silíceas del Jurásico Medio-Superior (Riley *et al.*, 2010), pertenecientes a la **Fm Kenney Glacier** (Birkenmajer y Docktor, 1988) del Grupo Volcánico Antarctic Peninsula (*s.l.*) (Thomson y Pankhurst, 1983) denominado ahora en la zona como **Grupo Volcánico Graham Land** (Riley *et al.*, 2010).

En la realización de la memoria se ha elaborado una nueva leyenda (Fig. 2.1), donde se recogen estos cambios de nomenclatura, así como algunos matices sobre las abreviaturas de los miembros, ligeramente diferentes a los que aparecen en el mapa editado de Montes *et al.*, (2013) que acompaña a la memoria. La nueva leyenda también incluye nuevas edades asignadas a las unidades, que se discuten y argumentan en los apartados de edad de cada una de las formaciones.

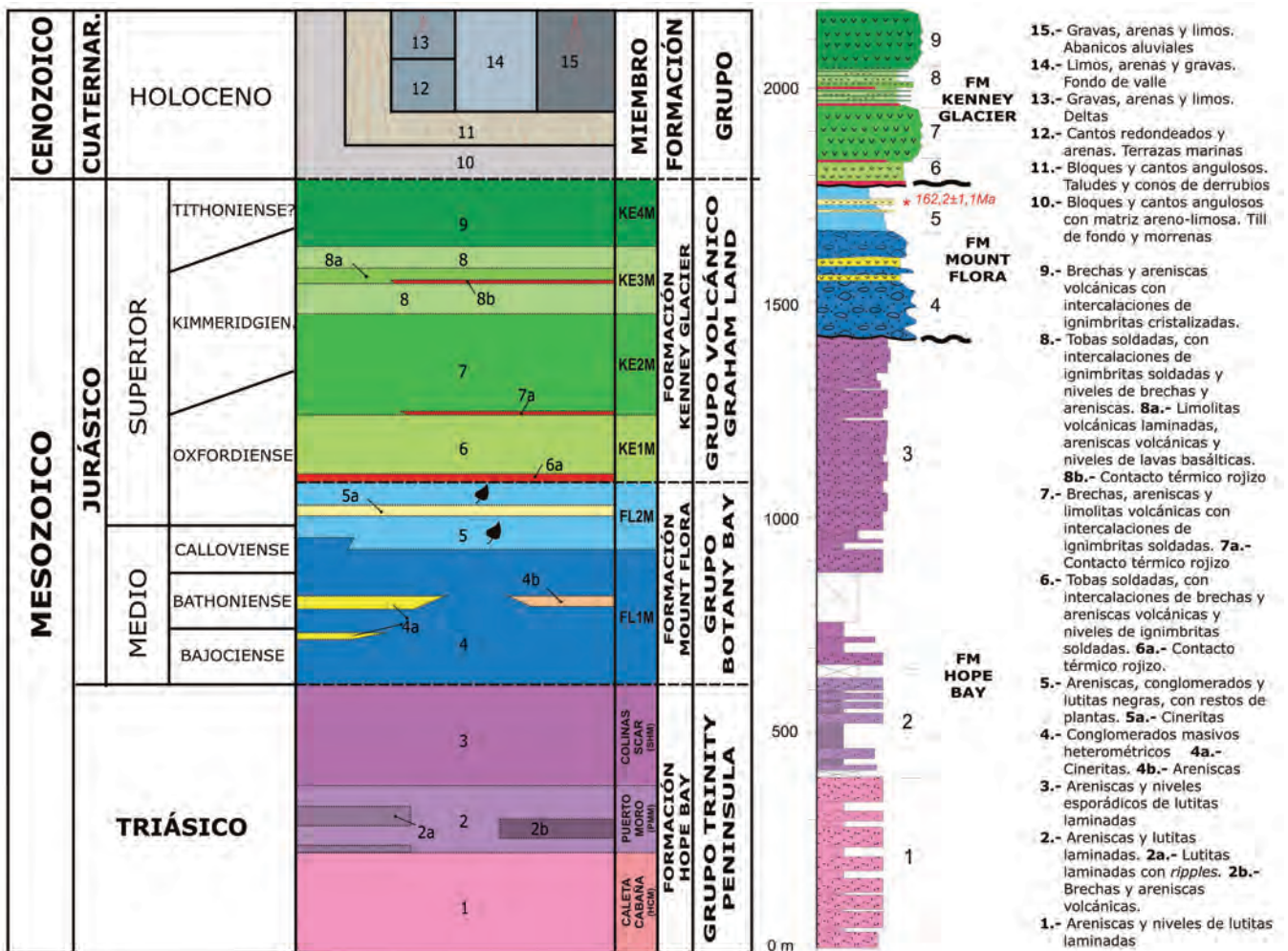


Figura 2.1.- Nueva leyenda y columna sintética de la estratigrafía de bahía Esperanza, con el espesor de las unidades en metros. La leyenda del mapa ha sido modificada en las asignaciones de edad (ver apartados de edad en las formaciones), en matices de las abreviaturas de los miembros y en la nomenclatura del Grupo Volcánico Antarctic Peninsula ahora denominado Grupo Volcánico Graham Land (Riley *et al.*, 2010). * Edad radiométrica en Ma de Pankhurst *et al.* (2000).

Así pues, en el entorno de bahía Esperanza, afloran bien expuestos ambos conjuntos rocosos pertenecientes a los dos ciclos orogénicos antes mencionados, siendo la mayor parte del

área cartografiada la correspondiente a la Fm Hope Bay (Hyden y Tanner, 1981) del **Grupo Trinity Peninsula** (Figs. 2.2 y 2.3).

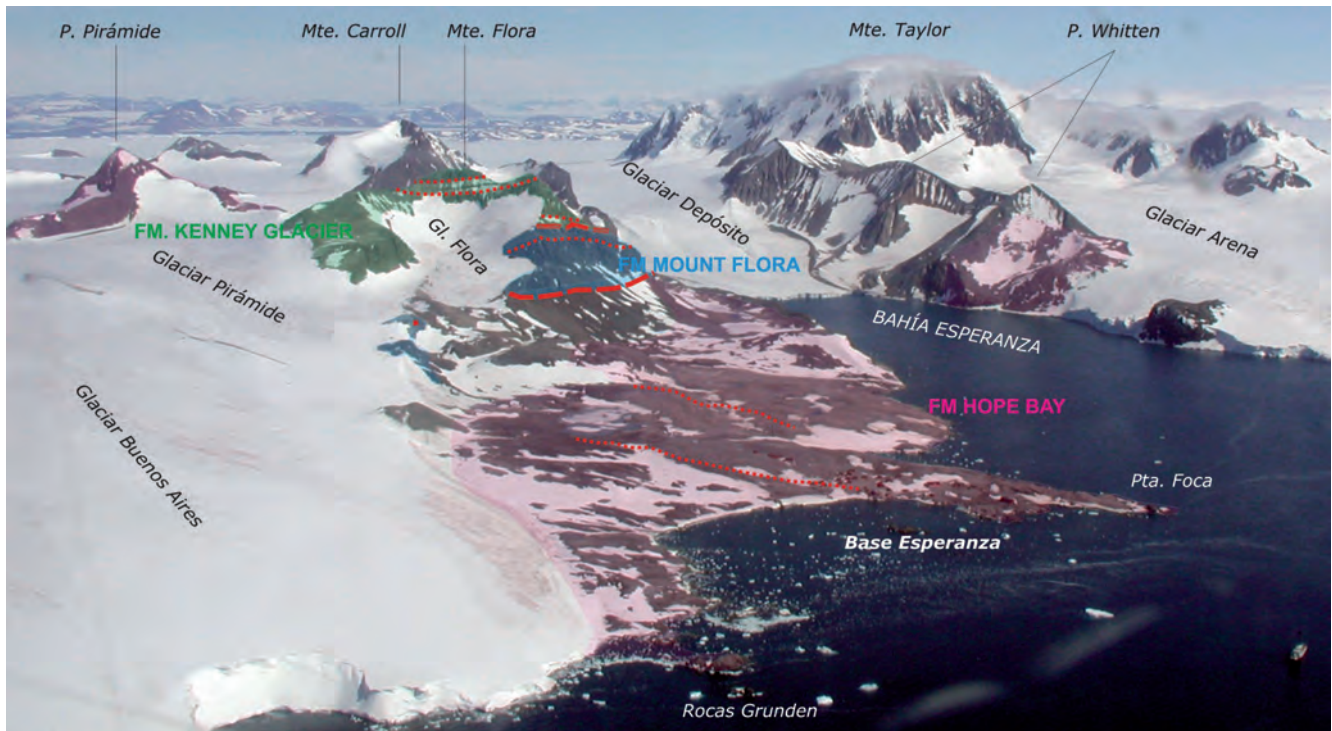


Figura 2.2.- Vista aérea del entorno de la base Esperanza con los principales topónimos y las tres formaciones geológicas diferenciadas. Modificado de Montes et al. (2013).

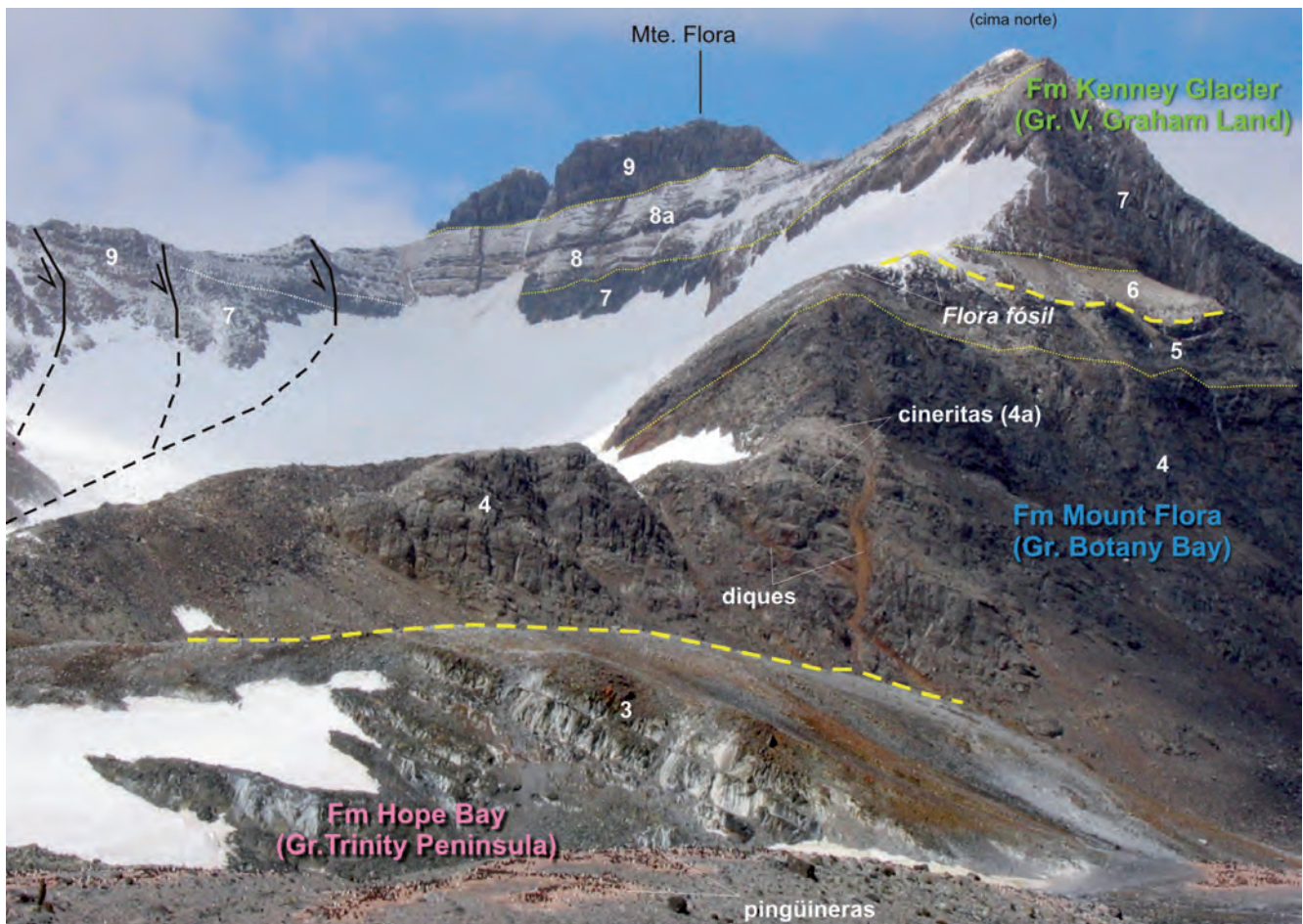


Figura 2.3.- Vista del Monte Flora desde la Base Esperanza mostrando las tres formaciones principales y algunas de las fallas y unidades cartografiadas.

2.1. GRUPO TRINITY PENINSULA (TPG). FORMACIÓN HOPE BAY (HBF). TRIÁSICO

La Fm Hope Bay (Hyden y Tanner, 1981; Smellie, 1987, 1991), ocupa la mayor superficie en el área de bahía Esperanza donde constituye un monótono conjunto de sedimentos clásticos con escaso contenido paleontológico. Está formado mayormente por una alternancia de areniscas y lutitas, habiéndose levantado una columna estratigráfica que abarca casi toda la serie aflorante, de unos 1.400 m de espesor (Fig. 2.4).

En el área cartografiada, no se ha observado su base. Dentro del Grupo Trinity Peninsula (TPG), y en el entorno del norte de la Península Antártica se relaciona con las formaciones: Fm Legoupil y Fm View Point; y en el entorno de la península Tabarin, con la Fm Düse Bay (Heredia *et al.*, 2004).

Representa en la zona el registro sedimentario del TPG y ha sido estudiado previamente por diversos autores (Bibby, 1966; Birkenmajer, 1992; Paciullo *et al.*, 2002).

Atendiendo a criterios litológicos se han distinguido tres unidades (miembros), las cuales coinciden a grandes rasgos, aunque con matices, con las establecidas por Birkenmajer (1992): Miembro Caleta Cabaña (1), Miembro Puerto Moro (2) y Miembro Colinas Scar (3) (Fig. 2.4).

2.1.1. Descripción litológica

2.1.1.1. Miembro Caleta Cabaña (HCM, inferior).

Unidad cartográfica 1. Areniscas y niveles de lutitas laminadas

El Miembro Caleta Cabaña (HCM, *Hut Cove Member*, Birkenmajer, 1992), es la unidad expuesta que ocupa la posición estratigráfica

más baja de la Fm Hope Bay y del Grupo Trinity Peninsula en bahía Esperanza (Fig. 1.4).

No se ha observado la base de la unidad, aflorando con unos 400 m de espesor, en el sector oriental del área de trabajo a lo largo de la costa de la caleta Cabaña, cerca de la antigua "Station D" británica (Sección 1, Fig. 2.4). Los mejores afloramientos se muestran en marea baja, cuando aparecen con claridad los estratos buzando entre 30°-40° hacia el SO (Fig. 2.5A).

Se caracteriza por la alternancia de areniscas y tramos lutíticos. Las litofacies arenosas son de grano medio a grueso, presentándose en capas bien estratificadas de 0,3 a 2 m de espesor, con bases planas y ocasionalmente erosivas (Fig. 2.6A), con brechas intraformacionales de cantos lutíticos (*mud chips*) y también de areniscas finas laminadas (Fig. 2.5B). Estos clastos son de tamaño centimétrico y proceden de la removilización del propio sedimento en periodos de más energía. Dentro de cada una de las capas de areniscas la granclasificación es positiva.

Las estructuras sedimentarias identificadas corresponden a esporádicas y pequeñas huellas de carga (*flame structure*), y sobre el techo de los estratos es relativamente frecuente la presencia de *ripples* de oscilación de cresta recta y, más habitualmente, linguoides (Fig. 2.5C). Sobre estos últimos se han medido paleocorrientes *in situ* hacia el NO. Internamente suelen ser masivas aunque ocasionalmente se ha observado estratificación cruzada sigmoidal mostrando bipolaridad (Fig. 2.6C) y surcos de escala mediana con relleno laminado semejantes a estructuras tipo *hummocky* (Fig. 2.6D).

Las intercalaciones lutíticas son de carácter pizarroso, de escala centimétrica a métrica y de color oscuro. Normalmente constituyen los niveles interestratificados entre las capas de areniscas y tienen tendencia a ser más abundantes a techo de la unidad (Fig. 2.6A).

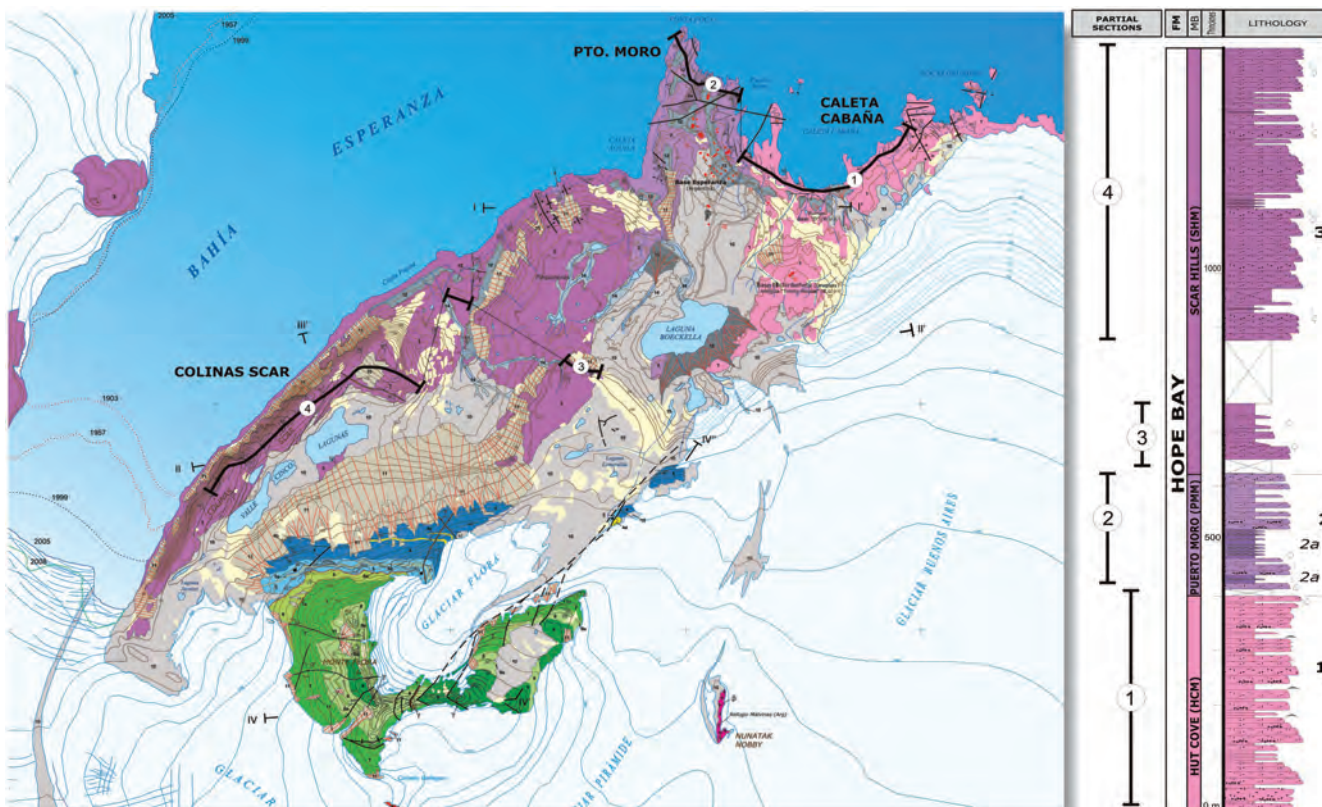


Figura 2.4.- Mapa Geológico de bahía Esperanza con las unidades litológicas diferenciadas y situación de las columnas estratigráficas parciales realizadas en la Fm Hope Bay. La estructura de la HBF es básicamente un monocinal buzando hacia el O-SO entre 20° y 40°.

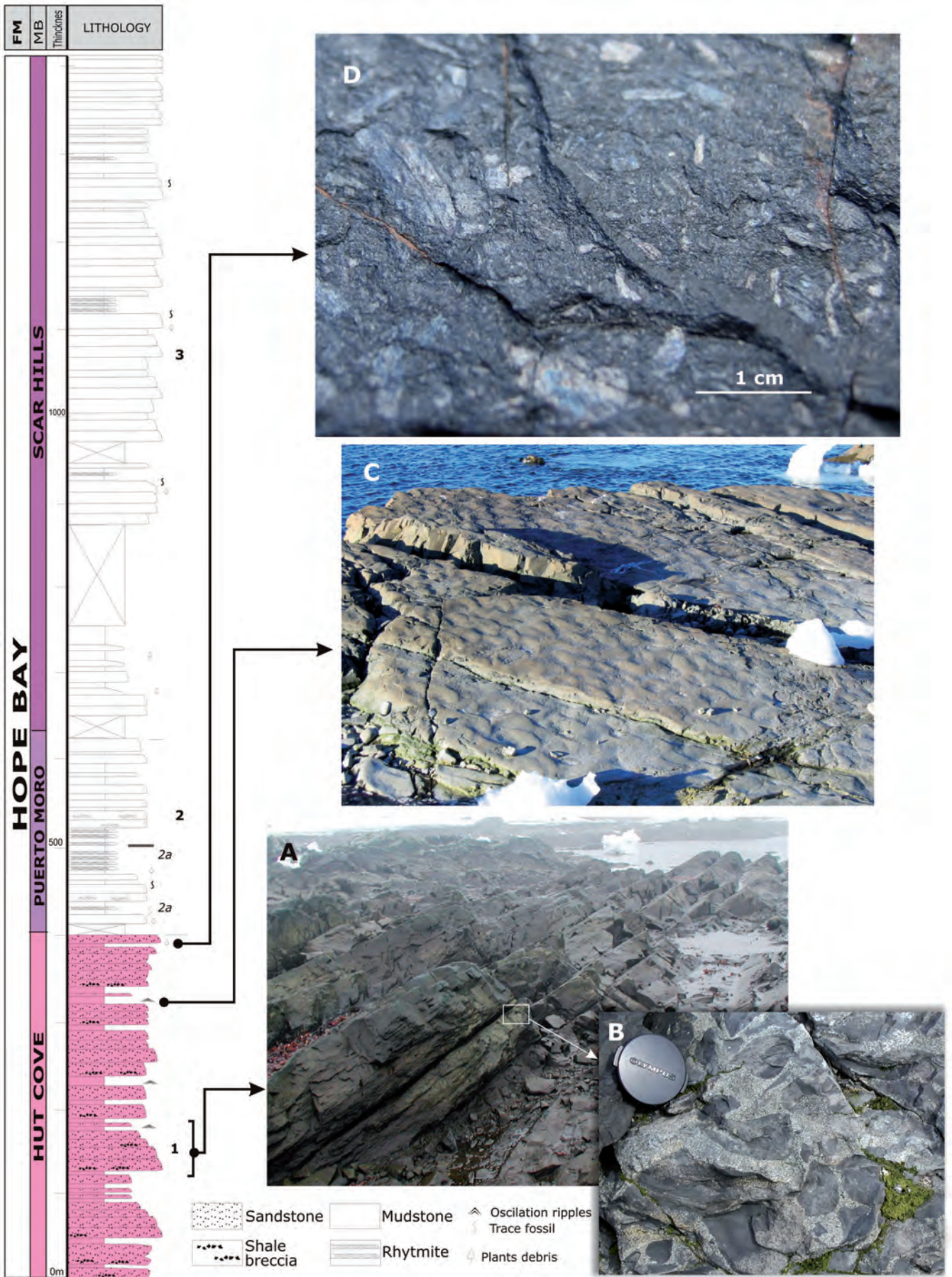


Figura 2.5.- Diferentes aspectos de campo del Miembro Caleta Cabaña (1) de la HBF. **A.-** Paquetes métricos de areniscas con estatificación cruzada tendida conformando el monoclinal de buzamiento entre 30°-40° hacia el SO. **B.-** Detalle de las brechas intraformacionales de cantos de lutíticos (*mud chips*) con areniscas gruesas. **C.-** *Ripples* linguoides a techo de los paquetes de areniscas que indican una cierta someridad del depósito. **D.-** Restos de plantas (tallos y hojas) a techo de la unidad.

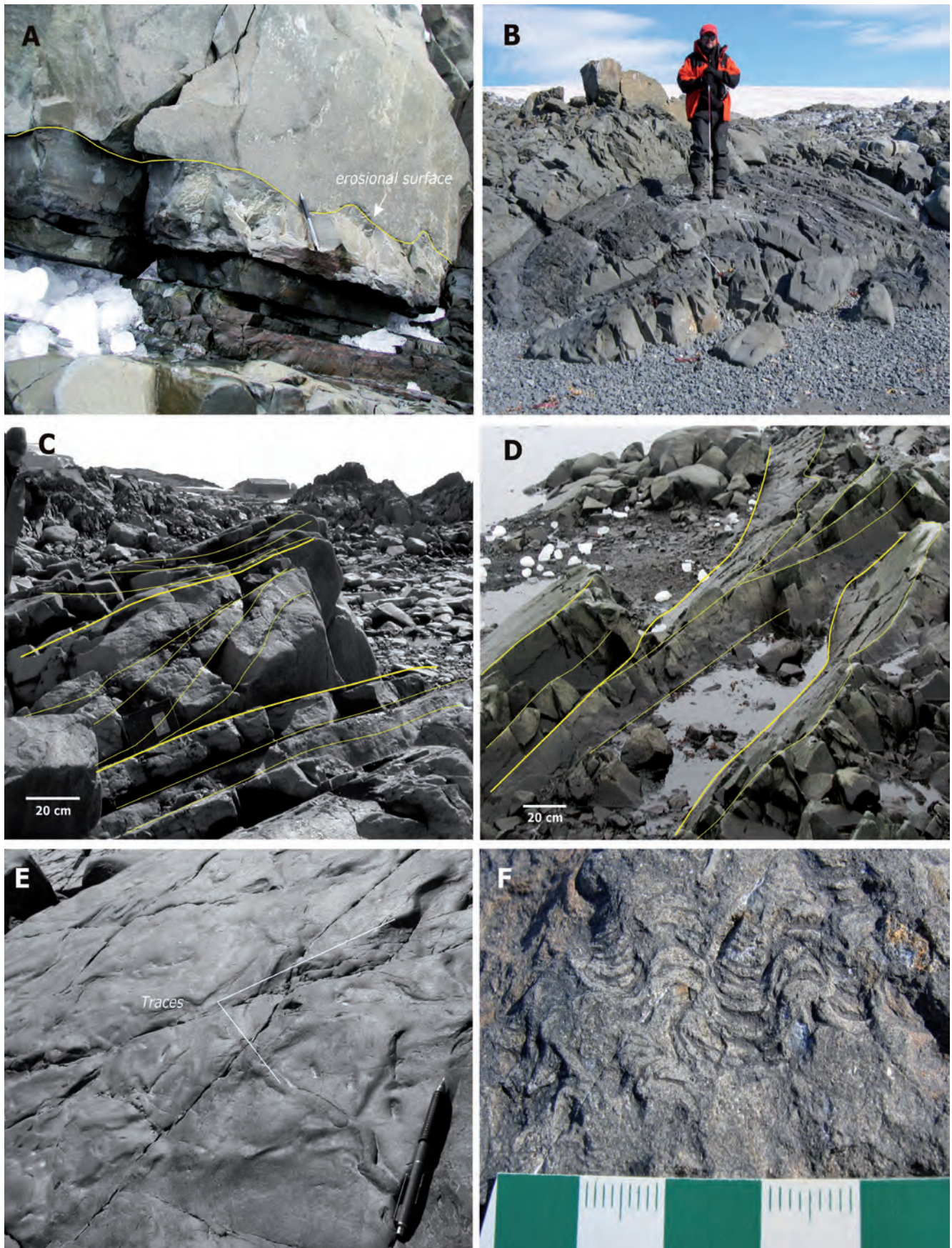


Figura 2.6.- Detalles de las facies del Miembro Caleta Cabaña (1) de la HBF. **A.-** Superficie erosiva en la base de los paquetes de arenisca cortando a las facies de lutitas y areniscas que conforma la parte superior de las secuencias estratocrecientes (lápiz, 15 cm). **B.-** Eje de anticlinal en la zona de Rocas Grunden con facies de lutitas negras interlaminaadas entre los paquetes de areniscas. **C.-** Estratificación cruzada de alto ángulo, con laminación tendida en sentido opuesto a techo, que muestra una cierta bipolaridad en el depósito. **D.-** Laminación cruzada en surco de bajo ángulo y superficies onduladas laxas a techo de arenisca que recuerdan a estructura tipo *hummocky*. **E.-** Trazas fósiles a techo de algunas capas de arenisca del tipo *Palaeophycus*. **F.-** Trazas de fósiles tipo *Taenidium* a techo de la unidad.

Los tramos más potentes son de orden métrico e incorporan niveles delgados de areniscas de grano fino y limolitas con estratificación ondulada (*wavy, linsen*) y lenticular con laminación entrecruzada de *ripples* (Fig. 2.6B), semejantes a los que se describen para unidad 2 (Miembro Puerto Moro).

El contenido fósil es escaso. Hacia la parte más alta de la unidad en las proximidades de la Base Esperanza se observan tubos verticales cortos de 2-3 cm de largo y 1-2 cm de diámetro con formas cóncavas y rellenas de lutitas oscuras, semejantes a *Taenidium* (Fig. 2.6F). También se observan algunos tubos horizontales de 10 cm de largo y 1-2 cm de grosor a techo de algunas capas de areniscas, del tipo *Palaeophycus* (Fig. 2.6E). Este tipo de estructuras se interpretan como producidas por organismos excavadores en facies someras (Souza Carvalho *et al.*, 2005). Asimismo, a techo de la unidad, en la parte superior de uno de los niveles de areniscas, se han hallado fragmentos de troncos y una importante acumulación de materia orgánica vegetal, reconociéndose también restos de hojas y tallos de flora alóctona, probablemente trasportados por corrientes tractivas (Fig. 2.5D).

Desde el punto de vista composicional, las areniscas contienen granos de cuarzo, plagioclasa, feldespatos alcalinos y fragmentos líticos: rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias; y minerales pesados: magnetita, esfena o rutilo y circón (Elliot, 1965). La matriz, de grano muy fino está formada por cuarzo, sericita y clorita. El área de aporte (fuente) estaría formada mayormente por afloramientos de rocas graníticas y volcánicas con otros subordinados de rocas metamórficas y sedimentarias. Este tipo de composición es extrapolable al conjunto de toda la formación.

2.1.1.2. Miembro Puerto Moro (PMM, medio).

Unidad cartográfica 2. Areniscas y lutitas laminadas. **2a.-** Lutitas laminadas con *ripples*.
2b.- Brechas y areniscas volcánicas

Aflora principalmente en las inmediaciones de la Base Esperanza y punta Foca, entre puerto Moro y caleta Águila (Fig. 2.4). También se ha reconocido en el flanco NE del pico o Monte Pirámide, cerca de la intrusión de los gabros mesozoicos (β), presentes también en el nunatak Nobby.

El Miembro Puerto Moro (PMM), equivale en parte al *Seal Point Member* de Birkenmajer, (1992), con el que comparte posición estratigráfica (parte media de la formación), si bien en la presente cartografía, se precisan mejor los límites con una menor extensión areal y redefiniendo sus características litológicas.

Tiene un espesor de unos 225 m, (sección 2, Figs. 2.4 y 2.7), a lo largo de un perfil con estratos monoclinales (a veces fallados), inclinados del orden de 40°-50° hacia el SO (Fig. 2.7A) y que atraviesa punta Foca. Los mejores afloramientos para su estudio se encuentran en las inmediaciones de puerto Moro (acceso por mar a la base).

La base de la unidad es transicional con respecto a la unidad anterior, distinguiéndose por un incremento apreciable del espesor de los niveles de lutitas laminadas oscuras que, en el conjunto del miembro, representan una relación semejante a los de arenisca.

Consiste en una alternancia rítmica de areniscas y lutitas laminadas. Los tramos arenosos son semejantes a los descritos para la unidad anterior (1), con espesores de las capas entre 2 y 3 m, aunque con mayor abundancia de intraclastos de lutita que aparecen sobre las bases erosivas de algunos de ellos (Fig. 2.7E y F). Esta situación es observable tanto en la parte inferior como en

la superior del registro de la unidad, siendo en ocasiones los intraclastos de gran tamaño (Fig. 2.8A).

Hacia la parte media (inmediaciones puerto Moro), los tramos lutíticos alcanzan un mayor espesor del orden de 50 m, (sección 2, Figs. 2.4 y 2.7) y su color más oscuro hace posible su distinción en la cartografía como la **unidad 2a** (Fig. 2.7A). En detalle, estas lutitas laminadas son en realidad ritmitas formadas por la alternancia de niveles centi-decímétricos de areniscas y lutitas negras (Fig. 2.7B). Las areniscas corresponden a niveles de *ripples* aislados (*ripple drift*), *linsen* o de *climbing ripples*, a veces con laminación ondulada (Fig. 2.7B y C), que en algunos casos es bimodal, con estructuras del tipo *herring bone* de pequeña escala; o laminación de *ripples* de oscilación (Fig. 2.8F) Son frecuentes pequeñas microestructuras de carga formando pseudonódulos (*load-casted ripples*) (Fig. 2.7C); estructuras de carga y escape de fluidos (Fig. 2.8B). Estos niveles tienen espesores variables y, a veces, están afectados por pequeñas fallas, por lo que poseen una escasa continuidad lateral.

En el flanco NE del pico Pirámide, se observan también estas ritmitas de la unidad (2) de color oscuro. En ese afloramiento, junto a la intrusión de gabros (β) se han distinguido unas brechas y areniscas volcánicas (**unidad 2b**), probablemente originadas por el contacto térmico de la intrusión.

El contenido fósil es escaso, aunque es posible observar trazas del tipo *Arenicolites* en las areniscas (Fig. 2.8D) y *Lophoctenium*, *Taenidium*, *Palaeophycus*, *Phycosiphon* y *Rhizocorallium* en los tramos de ritmitas (Souza Carvalho *et al.*, 2005). Así mismo, se observan algunos restos de plantas, semejantes a los de la unidad anterior (Fig. 2.5D).

2.1.1.3. Miembro Colinas Scar (SHM, superior).

Unidad cartográfica 3. Areniscas y niveles esporádicos de lutitas laminadas

Aflora a lo largo de la costa suroriental de la bahía, desde la caleta Águila hasta el glaciar Depot, siendo los mejores afloramientos los correspondientes a las colinas Scar. Así mismo, en el área cartografiada, constituye el relieve principal del pico Pirámide (Fig. 2.26A), el nunatak Kefren, y los afloramientos de la costa noroccidental de bahía Esperanza que aparecen en el glaciar Arena (Fig. 2.2).

El Miembro Colinas Scar (SHM) equivale, en parte, al *Scar Hills Member*, de Birkenmajer (1992), si bien este autor lo restringe a la zona del valle Cinco Lagunas. En la presente cartografía la base de este miembro se extiende a la caleta Águila.

Esta unidad, constituye el miembro superior de la Fm Hope Bay; siendo este el de más extensión cartográfica y el de mayor espesor, con un registro cercano a los 800 m (secciones 3 y 4; Figs. 2.4 y 2.9). Estructuralmente sus capas se encuentran formando un monoclin con inclinaciones entre 30°-40° hacia el O.

Su límite inferior viene marcado por el apreciable aumento en el espesor de las capas de areniscas, y por su color más gris y ligeramente rojizo con respecto a las unidades anteriores (Fig. 2.9A y B).

Se presenta en capas de 1-4 m bien estratificadas, con base neta y formando cuerpos potentes de espesor decamétrico (10-15 m), de areniscas cuarcíticas de grano grueso a medio, de color gris y a veces rojizo (oxidado) (Fig. 2.9C). Su aspecto por lo general es masivo, si bien ocasionalmente hacia techo de los paquetes se

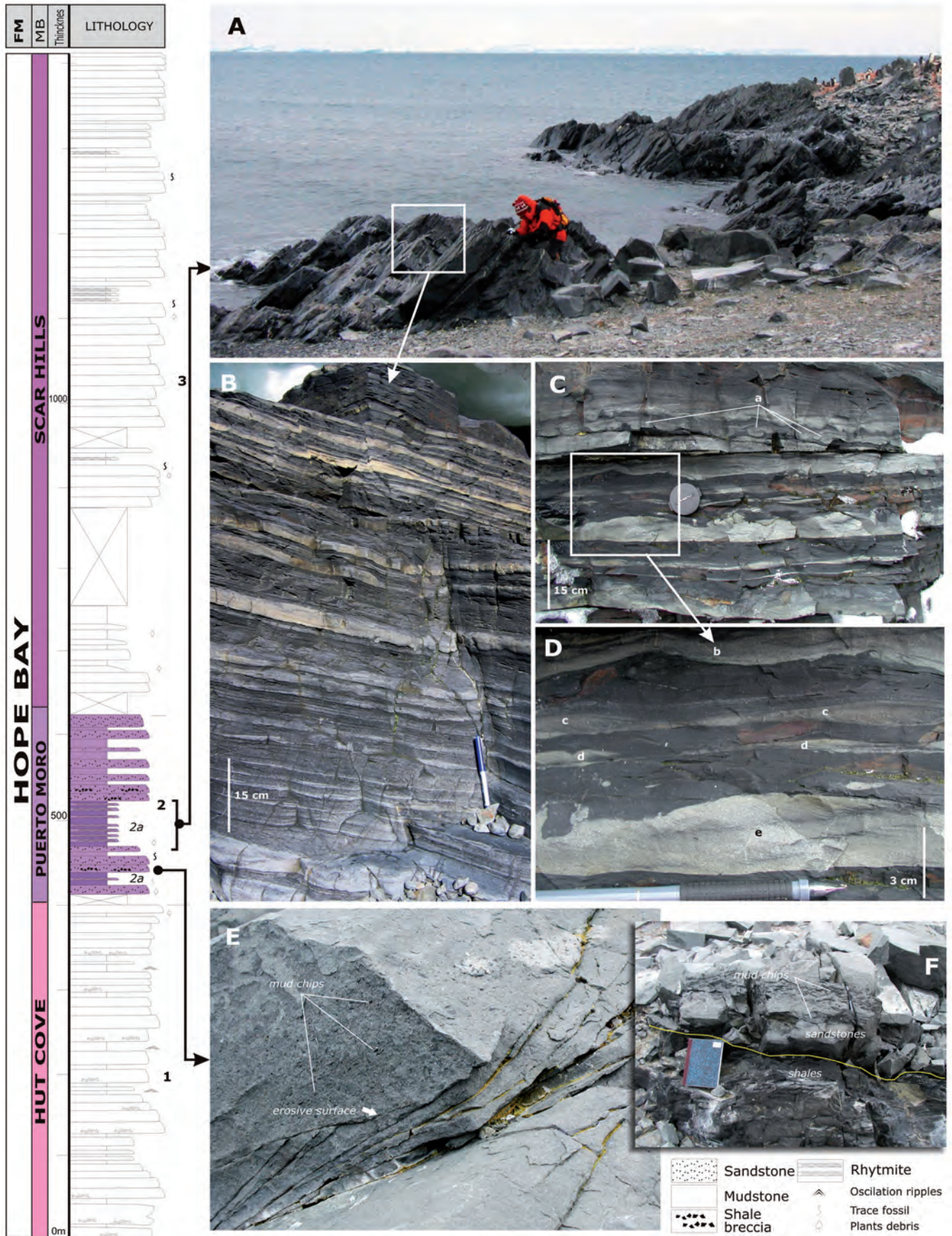


Figura 2.7.- Diferentes aspectos de campo de Miembro Puerto Moro (2) de la HBF. **A.-** Aspecto en el terreno de las lutitas interlaminares oscuras con *ripples* (2a). **B.-** Detalle de las ritmitas formadas por la alternancia centimétrica de niveles de arenisca y lutitas pizarrosas negras. Los tramos lutíticos muestran laminación *linsen*. **C y D.-** Estructuras sedimentarias de las ritmitas. a.- Pseudonódulos (*load casted ripples*). b.- Laminación ondulada (*waves ripples*). c.- Laminación *linsen*, d.- *Ripples* solitarios (*ripple drift*). e.- *Climbing ripples*. **E.-** Laminación cruzada de bajo ángulo en los paquetes de areniscas, truncada por superficie erosiva con intraclastos en la base (*mud chips*). **F.-** Detalle de los intraclastos de gran tamaño en la base de uno de los paquetes de areniscas.

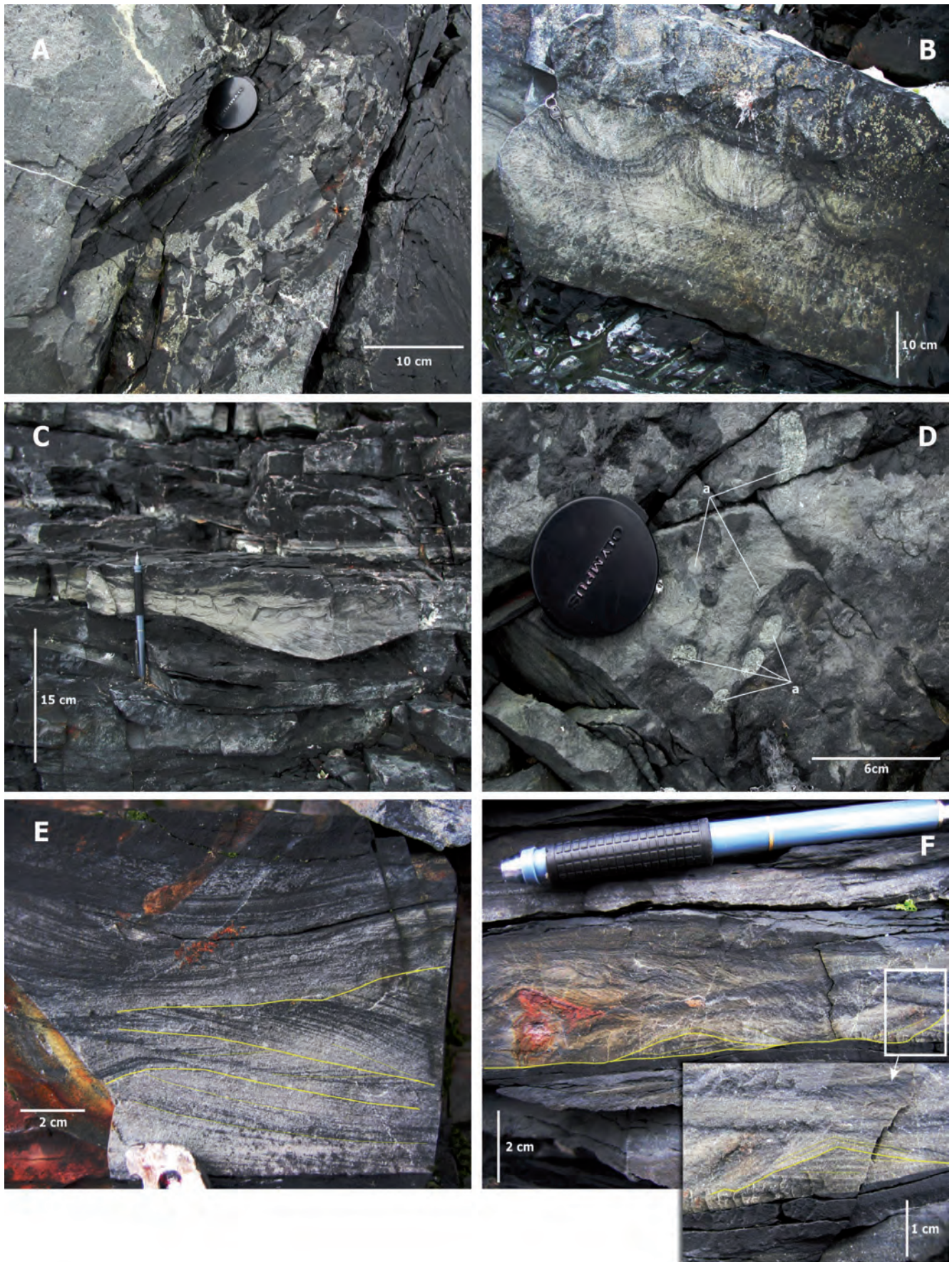


Figura 2.8.- Detalles de las estructuras sedimentarias de las facies del Miembro Puerto Moro (2a) de la HBF. **A.-** Intraclastos de gran tamaño en la base de algunos paquetes de areniscas. **B.-** Laminación contorsionada simétrica (escape de fluidos) en las areniscas. **C.-** Bases canalizadas en algunas capas de areniscas dentro de las ritmitas. Internamente muestran laminación contorsionada. **D.-** Trazas fósiles del tipo *Arenicolites* (a), en las areniscas. **E.-** Capa de areniscas con laminación cruzada bipolar (*herring bone*). **F.-** Areniscas con laminación contorsionada y ondulada con *ripples* de olas (detalle).

observan estratificación cruzada planar de alto ángulo asintótica a la base (Fig. 2.10A). Esporádicamente es posible observar cuerpos con base canalizada y estratificación cruzada que, a techo, presenta laminación ondulada asimétrica y cruzada muy tendida (Fig. 2.10B), a veces con tubos de bioturbación vertical. Hacia la parte superior de la unidad (final de la sección 4, Fig. 2.4), la serie muestra una estratificación bien marcada con planos extensos en el techo de las areniscas (Fig. 2.10C), donde se observan diferentes tipos de *ripples* y probables pistas de gusanos del tipo *Palaeophycus* (Figs. 2.9G y 2.10D) y *Arenicolites* (Fig. 2.8D). Al igual que en las unidades anteriores, los intraclastos oscuros de lutitas están presentes en capas continuas de escala decimétrica (Fig. 2.9E y F). En la parte superior de la serie, a la altura del valle de las Cinco Lagunas, en las areniscas pueden observarse a veces concreciones cementadas de 5-10 cm de diámetro, de color más claro que la arenisca circundante.

De forma muy subordinada y a techo de las areniscas en tránsito gradual, aparecen también niveles de 1-3 m de ritmitas centimétricas de lutitas rojizas y areniscas laminadas semejantes a las descritas en la unidad 2a (Miembro Puerto Moro), de color más rojizo y más difíciles de reconocer por el escaso contraste que muestran en estos afloramientos (Figs. 2.9B y D).

En la zona próxima a costa Papúa (ubicación de la pingüinera de esta especie en bahía Esperanza, Fig. 2.4), en estos tramos lutíticos es posible observar niveles de acumulación de plantas de color rojizo (óxido), a veces de tamaño apreciable. En su mayor parte son ramas y fragmentos de tallos de hasta 20 cm de largo, junto con algunas impresiones de hojas (Fig. 2.11A,B y C), atribuidas por algunos autores a *Glossopteris*? (Schopf, 1973). Este tipo de restos de plantas también aparecen en el afloramiento acantilado de esta unidad a unos 400 m al oeste de la laguna Boeckella (Figs. 2.3 y 2.9A). El *debris* de plantas aquí aparece en pequeños restos plateados e irisados (antracíticos) en las intercalaciones de arenisca dentro de las bandas de ritmitas, en el que aparecen algunos fragmentos de hojas semejantes a *Sagenopteris*? (Fig. 2.11D). Este tipo de acumulaciones de plantas y de las mismas características son relativamente frecuentes en la parte alta de la unidad (Fig. 2.11E y F).

En los afloramientos de la costa NO de la bahía que aparecen entre los hielos del glaciar Arena (Fig. 2.2), pueden observarse las areniscas de este miembro replegadas, térmicamente alteradas (plutón de los picos Whitten) y formando cuerpos de varios metros de espesor con intercalaciones de entre 1-3 m de ritmitas (muy silicificadas) semejantes a las descritas.

La tendencia general de la serie es estratocreciente, siendo cada vez más potentes los niveles amalgamados de areniscas hacia la parte superior (Fig. 2.9B). No fue posible medir paleocorrientes en la unidad pero dado que la composición petrográfica no difiere de las unidades anteriores (1 y 2), se supone una procedencia semejante del depósito.

Las rocas de la Fm Hope Bay, están cortadas en discordancia erosiva (deducida), por los conglomerados de la Fm Mount Flora.

2.1.2. Interpretación sedimentaria

Tradicionalmente el conjunto de la Fm Hope Bay ha sido interpretado como turbiditas (Elliot, 1965; Aitkenhead, 1975; Birkenmajer, 1992; Paciullo *et al.*, 2002), sin embargo, tanto las diversas estructuras sedimentarias observadas, asociaciones de facies y la arquitectura deposicional de los materiales, sugieren más bien un medio sedimentario mucho más somero.

En efecto, las diferentes facies de ritmitas entre los paquetes de areniscas presentes en los distintos miembros de la Fm Hope Bay, se asemejan mucho a las descritas para facies estuarinas donde dominan los flujos bimodales de la acción de las mareas y la acción del oleaje (Fig. 2.12). Las estructuras sedimentarias con laminación de alto ángulo y asintótica a la base son propias asimismo de este tipo de facies mareales (Fig. 2.10A). El flujo bimodal debido a corrientes de mareas también está representado por las estructuras tipo *herring bone* (Fig. 2.6C y 2.8E), y la acción de oleaje puede reconocerse en las estructuras del tipo *hummocky* (Fig.2.6D) y *ripples* de olas (Fig. 2.5 C y 2.8E).

Las superficies erosivas y brechas intraformacionales de lutitas asociadas, en la base de algunos de los paquetes de areniscas (Figs. 2.5B; 2.7E y F; 2.8A y 2.9E y F) pueden ser debidas a la erosión del sustrato inferior por canales de mareas. Algunas de estas brechas de gran tamaño y angulosas pueden haber sido emplazadas como resultado de la socavación de las paredes del canal por corrientes especialmente energéticas.

En los tres miembros de la formación, se citan diferentes tipos de icnofacies distribuidas según el tipo litológico dominante (Souza Carvalho *et al.*, 2005). Así, en las facies de areniscas, estas trazas se observan con frecuencia en los planos de estratificación y contienen: *Arenicolites*, *Lophoctenium*, *Taenidium*, *Palaeophycus*, *Phycosiphon* y *Rhizocorallium*. Las facies dominadas por ritmitas de areniscas y lutitas se caracterizan por su contenido en: *Zoophycos*, *Planolites*, *Condritas* y *Teichichnus*. Los diferentes tipos e icnofacies citadas, si bien no son discriminatorias del medio, no son extrañas en medios someros por encima de la zona fótica y gran aporte de nutrientes entre el sedimento (Souza Carvalho *et al.*, 2005).

Además la falta casi completa de marcas de corriente direccionales en las abundantes bases de los niveles de arenisca expuestos, a pesar de la presencia frecuente de brechas con clastos de lutita intraformacionales, se hace extraño si se considera un ambiente sedimentario turbidítico.

Los restos de plantas acumulados junto con hojas bien conservadas (Fig. 2.11), sugieren un proceso sedimentario más próximo a la decantación en ambientes poco energéticos y próximos al área fuente de la flora, que a un arrastre lejano por corrientes densas de turbidez.

La tendencia estratocreciente general de la serie desde el Mb Cabela Cabaña (1) al Mb Colinas Scar (3), con un dominio cada vez más acusado de los paquetes de areniscas frente a las ritmitas, indicaría una progradación de las facies como consecuencia de un mayor aporte de sedimento en la plataforma.

Esta interpretación de un ambiente sedimentario más somero de la Fm Hope Bay, se ve reforzada por la presencia, en la cercana Fm Bahía Düse (Heredia *et al.*, 2004, 2005), de areniscas y lutitas con intercalaciones de conglomerados con clastos resedimentados de la Fm Hope Bay (Fig. 2.13A y B) y niveles calcáreos métricos con morfologías de *buildups* con laminaciones algales a techo (Fig. 2.13C) en el nunatak Cairn Hill (Fig.1.2). Además, la formación también incorpora niveles de rocas de tipo piroclástico, incluyendo: ignimbritas (Fig. 2.13D) y depósitos escoriáceos (SSO del Monte Cardinal), que implicarían una lámina de agua escasa y, por tanto, un ambiente somero en el depósito (Heredia *et al.*, 2004).

Por otra parte, y teniendo en cuenta un contexto geotectónico más amplio, el área fuente del Grupo Trinity Peninsula (TPG) estaría compuesta por rocas plutónicas de batolitos ampliamente

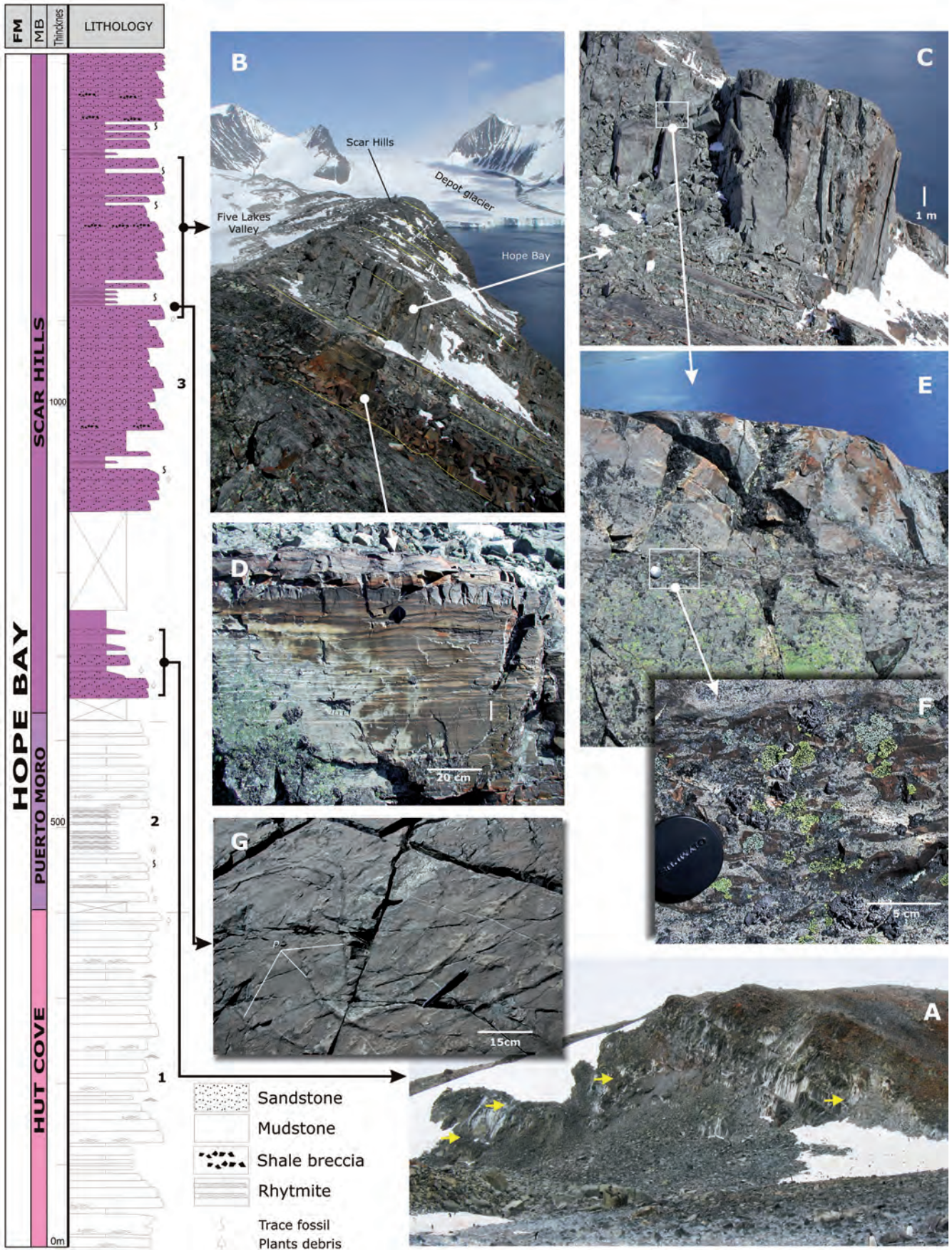


Figura 2.9.- Diferentes aspectos de campo del Miembro Colinas Scar (3) de la HBF. **A.-** Panorámica de los afloramientos de la sección 3 (Fig. 2.4), con el dominio de los paquetes de areniscas sobre las intercalaciones lutíticas. Las flechas indican lugares con restos de plantas. **B.-** Panorámica de los afloramientos de la parte superior de la sección 4 (Fig. 2.4) en las colinas Scar, mostrando la estratificación monoclinial (45° hacia el O) y las dos litologías principales: areniscas y lutitas interlaminaadas. **C.-** Paquetes de areniscas de escala métrica característicos de la unidad. **D.-** Facies de ritmitas centimétricas de areniscas con *ripples* y lutitas semejantes a los de la unidad 2, intercaladas entre los paquetes de areniscas. **E y F.-** Niveles de intraclastos de lutita. **G.-** Trazas fósiles muy continuas del tipo *Palaeophycus* (p) en la superficie de estratificación superior de algunas areniscas.



Figura 2.10.- Detalles de las estructuras sedimentarias de las facies del Miembro Colinas Scar (3) de la HBF. **A.-** Estratificación cruzada planar asintótica a la base típica del relleno de canales mareales. Grosor bastón, 3 cm. **B.-** Cuerpo de areniscas con base canalizada, tendencia granodecreciente y laminación cruzada tendida a techo. Bastón, 1,5 m. **C.-** Superficies de estatificación bien expuestas en las areniscas de la unidad 3 en la parte alta de la sección 4 (Fig. 2.4) en colinas Scar. **D.-** Detalle de la superficie mostrando las trazas de gusanos del tipo *Palaeophycus* (p). Tapaobjetivo, 5 cm.

erosionados, con su aureola metamórfica y cubierta localmente por volcanes aislados (Smellie, 1987, 1991). Las paleocorrientes medidas *in situ* en crestas de *ripples* ofrecen una dispersión que en general coinciden con el cuadrante NO, coherente con los citados por Paciullo *et al.* (2002) y Birkenmajer (1992). Esas direcciones tienen una posición aproximadamente perpendicular a la actual orientación de la Península Antártica. Pero si se restituye a su posición durante el Triásico (Fig. 1.4), dichas paleocorrientes tendrían una componente hacia el SO, con un área fuente situada directamente al N o NE que, según dichas restituciones, coincidirían con la posición en esa edad de la Patagonia.

Según Castillo (2011), el pico en la edad de los circones del TPG (ver apartado de edad) sitúa su procedencia en una zona de granitoides de edades pérmicas que, según las paleocorrientes, deberían estar situados en Sudamérica. Precisamente en Sudamérica afloran granitoides de edades pérmicas en el Macizo Nordpatagónico. El emplazamiento de este magmatismo empezó en el Pérmico temprano (Pankhurst *et al.*, 2006) y ha sido identificado como una posible fuente principal de los complejos metasedimentarios permo-triásicos de la Patagonia, junto con el grupo Choiyoi (Hervé *et al.*, 2003). Este último consiste en una sucesión de rocas volcánicas félsicas de gran extensión, cuya actividad ígnea duró cerca de 30 Ma durante el Paleozoico tardío, con tres pulsos mag-

máticos sucesivos reconocidos desde el Pérmico Inferior al Superior (Rocha-Campos *et al.*, 2011). Así pues, estos granitoides pérmicos del Macizo Nordpatagónico se postulan como área fuente de los sedimentos originales de la Fm Hope Bay.

El área fuente para la Fm Bahía Düse (parte superior del TPG), se situaría en una posición al oeste (Heredia *et al.*, 2004). Sin embargo, una vez restituida la posición de la Península Antártica, el área fuente se situaría en una posición al SE (Fig. 1.4), con un importante aporte volcánico en este último caso. La riqueza en feldespato detrítico en las areniscas puede indicar asimismo, un clima árido y bastante cálido durante el depósito del Grupo Trinity Peninsula (Birkenmajer, 1992).

Así pues, el ambiente de depósito más probable para estas formaciones sería, una plataforma siliciclástica somera y de poca energía desarrollada en una época preorogénica, para la Fm Hope Bay, y una cuenca de antepaís relacionada con el final de la Orogenia Gondwánica (Ciclo Tabarin) para la Fm Bahía Düse.

2.1.3. Edad

Respecto a la edad, no existen referencias directas sobre la Fm Hope Bay. La única cita de fósiles encontrados en dicha unidad

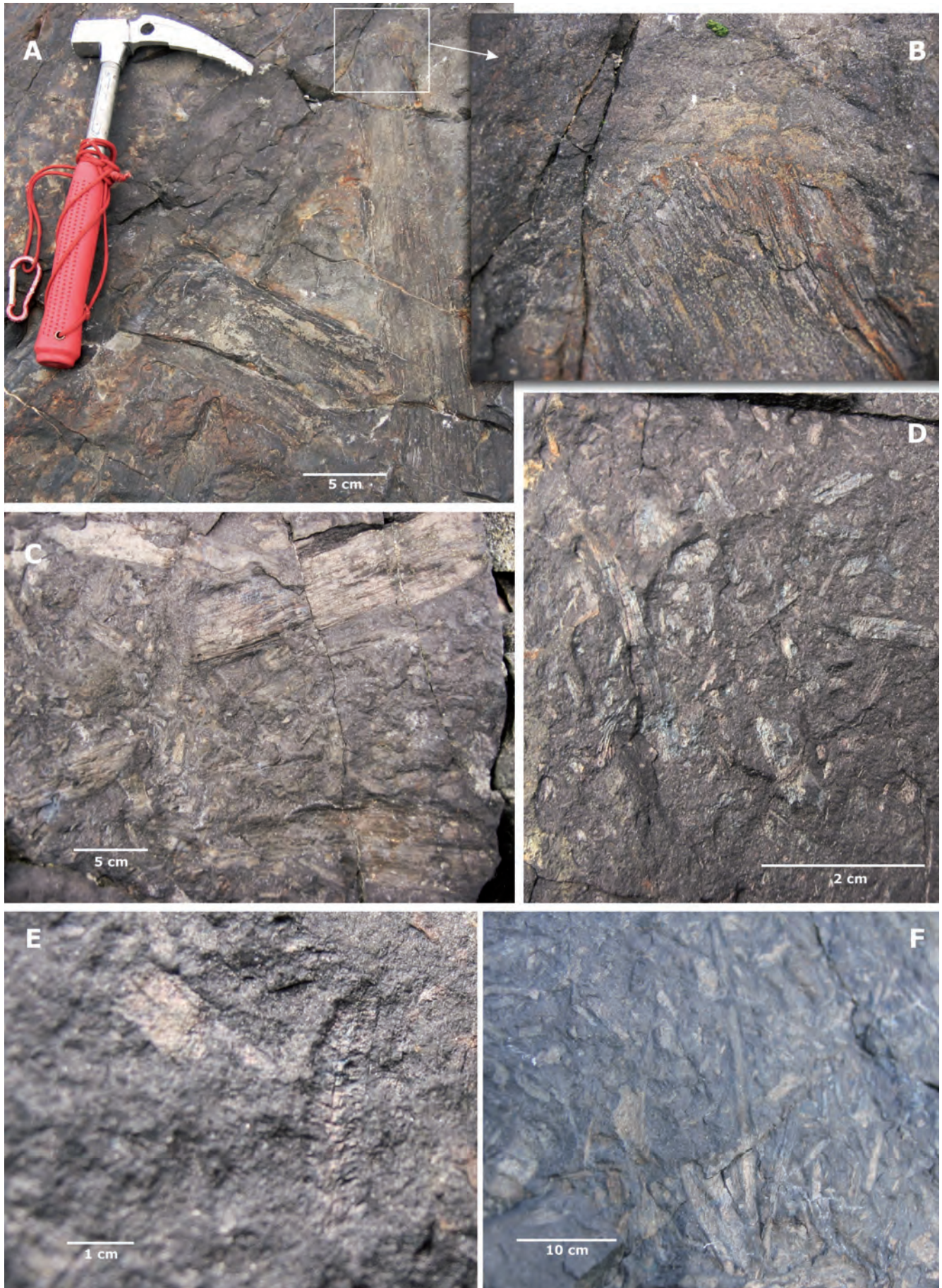


Figura 2.11.- Detalles de los restos de plantas de la Fm Hope Bay. Los afloramientos muestran una mezcla caótica y heterométrica de improntas de troncos, ramas y hojas que sugieren un transporte por corrientes tractivas. **A, B y C.-** Troncos y ramas *Glossopteris*?. **D.-** Fragmentos de tallos y hojas *Sagenopteris*?. **E y F.-** Tallos y pequeñas improntas de hojas indeterminadas.

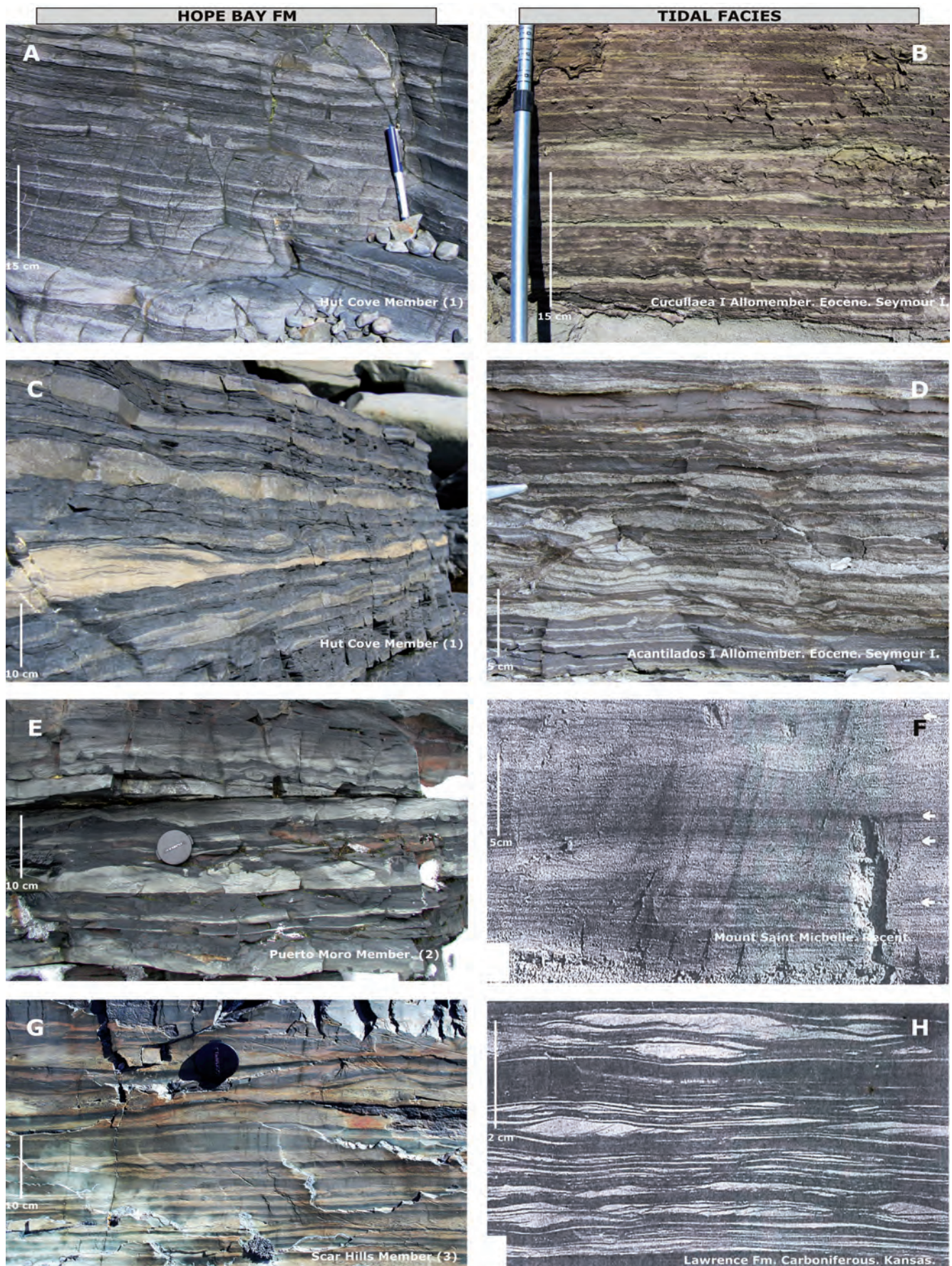


Figura 2.12.- Comparación entre las ritmitas de la Fm Hope Bay (izqda.) y diferentes facies mareales (dcha.) mostrando sus similitudes. **A** y **C**- Ritmitas del Miembro Caleta Cabaña (1). **B**- Sedimentos estuarinos del Alomiembro Cucullaea I. Eoceno de la isla Marambio (Seymour) (Montes *et al.*, 2019b). **D**- Facies estuarinas del Alomiembro Acantilados I. Eoceno de la isla Marambio (Seymour) (Montes *et al.*, 2019b). **E**- Ritmitas del Miembro Puerto Moro (2). **F**- Ritmitas mareales actuales del estuario del Mount Saint Michelle (Tessier *et al.*, 1995). **G**- Ritmitas del Miembro Colinas Scar (3). **H**- Ritmitas y estructuras mareales de las pizarras de la Fm Lawrence. Carbonífero de Kansas (Tessier *et al.*, 1995).

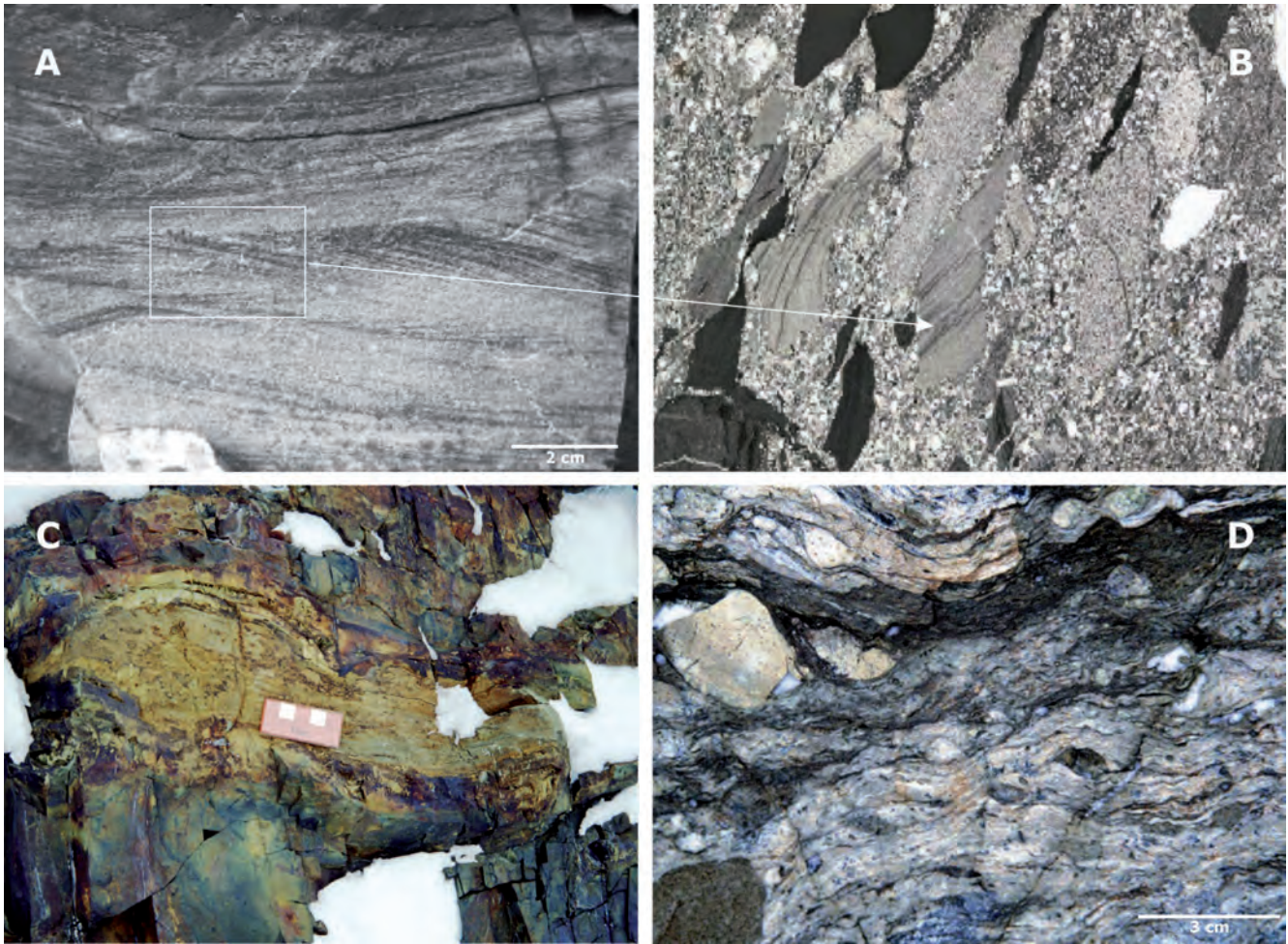


Figura 2.13.- Algunas facies características de la Fm Düse Bay (Heredia *et al.*, 2004, 2005). **A.-** Laminación de las areniscas en las ritmitas de la Fm Hope Bay (Fig. 2.8E). **B.-** Clastos de la Fm Hope Bay en lámina delgada de las areniscas de la Fm Düse Bay (Fig. 1.2). **C.-** Carbonatos con laminación algal muy patente a techo y morfologías positivas (*buildups*) debidas posiblemente a estromatolitos (nunatak Cairn Hill). **D.-** Ignimbritas en la Fm Düse Bay al SSO del Monte Cardinal.

corresponde a Halpern (1965) que menciona bivalvos marinos en varias localidades de las islas Gandara y Kopaitic, dentro de la Fm Legoupil, perteneciente al TPG frente al cabo Legoupil (en la costa O de la Península Antártica). Posteriormente Thomson (1975), en esta misma localidad, identifica estos restos como bivalvos del Triásico. Tokarski (1989), localiza también los niveles de conchas en la isla Gandara.

En los miembros medio y superior de la Fm Hope Bay, se han encontrado numerosos restos de plantas que representan floras terrestres alóctonas suministradas a la cuenca desde el continente. Algunos fragmentos de plantas se parecen a los ilustrados por Schopf (1973) de la Fm Miers Bluff en la isla Livingston, pero no se han determinado. También hay fragmentos de hojas lanceoladas parecidas a *Glossopteris*. Así mismo, Birkenmajer (1992) hace una cuidadosa toma de muestras para el estudio de palinóforos que resultó estéril.

Por otra parte, Pankhurst (1983), mediante análisis de Rb-Sr sobre circones detríticos obtenidos en dos muestras de las areniscas del Mb Colinas Scar, obtiene una edad pérmica para los mismos (281 ± 16 Ma). Así mismo, Miller *et al.* (1987) estudian circones detríticos de origen granitoide del TPG en la Fm Legoupil (cabo Legoupil) y las islas Shetland del Sur, concluyendo que la mayor parte de los circones analizados son de edad más temprana del Carbonífero. Por otra parte, esta edad temprana para los circones detríticos del TPG (*s.l.*) es confirmada, asimismo, por los trabajos

de Trouw *et al.*, (1997), con edades triásicas para los mismos. Más recientemente Castillo (2011), utilizando el mismo análisis (Rb-Sr), confirma una edad de Pérmico para la población de circones detríticos más modernos de la Fm Hope Bay, distribuidos entre 290 y 256 Ma (pico en $271 \pm 1,9$ Ma). Los circones que también estudia en la Fm Legoupil (pico en 266 ± 2 Ma), confirman estas edades.

Así pues, la población de circones más jóvenes puede acotar la edad del depósito. Para las areniscas del TPG estos tienen edades próximos al límite Pérmico-Triásico (256 Ma), lo que implica que el depósito ocurrió con posterioridad, concordando con la fauna marina triásica dada por Thomson (1975a,b) en cabo Legoupil.

Por otra parte, la falta de indicadores de control glacial de la sedimentación durante el tiempo de sedimentación de la Fm Hope Bay, (*dropstones* o facies laminadas glaciares), deberían excluir al menos una parte del Carbonífero Superior y Pérmico puesto que, durante esa edad, esta parte del Gondwana se encontraba cerca de la zona influenciada por clima glacial (González-Bonorino, 1992). Además, el tipo de plantas indica un clima no glacial y rico en vegetación concordante con el del Pérmico Superior y Triásico en estas latitudes.

Asimismo, los materiales más antiguos, discordantes sobre la Fm Hope Bay, corresponden a los conglomerados continentales con los que comienza la Fm Mount Flora que contiene el yacimiento homónimo de plantas del Jurásico Medio. La discordancia mencio-

nada, se la relaciona con el plegamiento y la erosión del Orógeno Gondwánico en la Península Antártica, acaecidos entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior (Ciclo Orogénico Tabarin, Heredia *et al.*, 2016). Ese proceso diastrófico sería el causante del metamorfismo de bajo grado que experimenta, en general, todo el TPG (Fig. 1.4).

En consecuencia, la edad de la Fm Hope Bay estaría acotada entre el Pérmico Superior y el Triásico y, tal como sugiere la edad más joven de la población de circones (256 Ma, Pérmico terminal), la Fm Hope Bay tendría una edad más bien entrada ya en el Triásico.

Se deduce por tanto una edad probable de Triásico para la Fm Hope Bay, aunque podría argumentarse afinado aun más, que seguramente una parte del Triásico Superior no estaría registrado por el comienzo del Orógeno Gondwánico.

2.2. GRUPO BOTANY BAY (BBG). FORMACIÓN MOUNT FLORA (MFF). JURÁSICO MEDIO (BAJOCIENSE)-SUPERIOR (OXFORDIENSE)

En la península Tabarin, la Fm Mount Flora (Elliot y Gracanic, 1983), representa el inicio del Ciclo Orogénico Andino, que comienza con un periodo extensional en el que se generaron fosas rellenas por una alternancia de rocas sedimentarias, volcánicas y volcanosedimentarias de edad jurásica.

Los afloramientos conocidos de esta formación se encuentran en la base y flancos de la cara norte del Monte Flora. Sin embargo, la retracción del glaciar Buenos Aires ha exhumado nuevos afloramientos al sur de la laguna Boeckella (sección FL1, Fig. 2.14). La

MFF, básicamente consiste en una serie detrítica de conglomerados masivos bien estratificados hacia la base y de areniscas laminadas y lutitas negras con restos de plantas hacia la parte superior, ambas con intercalaciones de cineritas volcánicas.

Las evidencias de campo, medidas estructurales, la cartografía y los cortes geológicos (Corte III-III'), permiten deducir que la MFF se apoya en discordancia angular sobre la Fm Hope Bay, tal como ya dedujeron otros autores (Elliot y Gracanic, 1983; Farquharson, 1984). Sin embargo, esta discordancia no se observó directamente en el terreno por hallarse cubierta por detritos de ladera (Fig. 2.15). Tampoco se han reconocido fallas en el contacto entre ambas formaciones, como sugiere Birkenmajer (1993a,b).

La MFF, constituye uno de los componentes más destacado del Grupo Botany Bay (BBG, Farquharson, 1984), bien estudiado en toda la Península Antártica debido al interesante, variado y abundante contenido en plantas fósiles del Jurásico. El yacimiento del Monte Flora fue el primero de los conocidos y estudiados (Andersson, 1906), e históricamente su contenido paleobotánico (escaso en el Jurásico de Antártida), ha desempeñado un papel importante para las comparaciones con floras del Hemisferio Sur y proporcionado datos paleoclimáticos del Mesozoico para estas latitudes.

El resto de formaciones del BBG se sitúan más al sur de la Península Antártica y a él pertenecen la Fm Camp Hill (en bahía Botánica) y la Fm Tower Peak (zona del cabo Longing). Más al sur, también se reconocen otros afloramientos del BBG (península Jason).

Se han realizado cuatro secciones que en total registran en torno a 400 m. La MFF, puede dividirse en dos miembros: **Mb Conglomerados** (4) y **Mb Areniscas** (5) (Fig. 2.14).

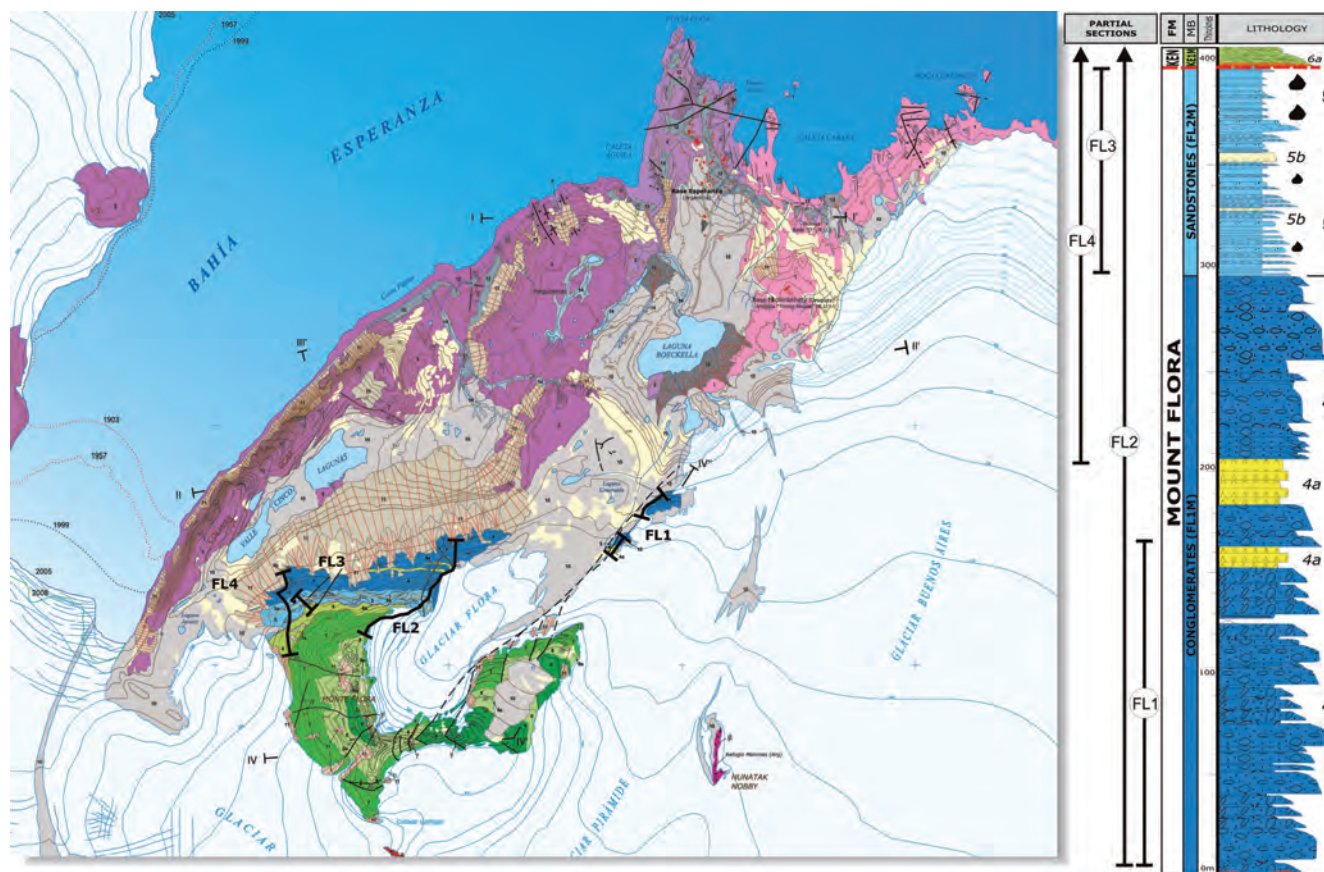


Figura 2.14.- Mapa Geológico de bahía Esperanza con las unidades litológicas diferenciadas y situación de las columnas estratigráficas parciales realizadas en la Fm Mount Flora. Tanto la MFF como la Fm Kenney Glacier (KGF), forman parte de una estructura sinclinal de eje aproximado E-O.

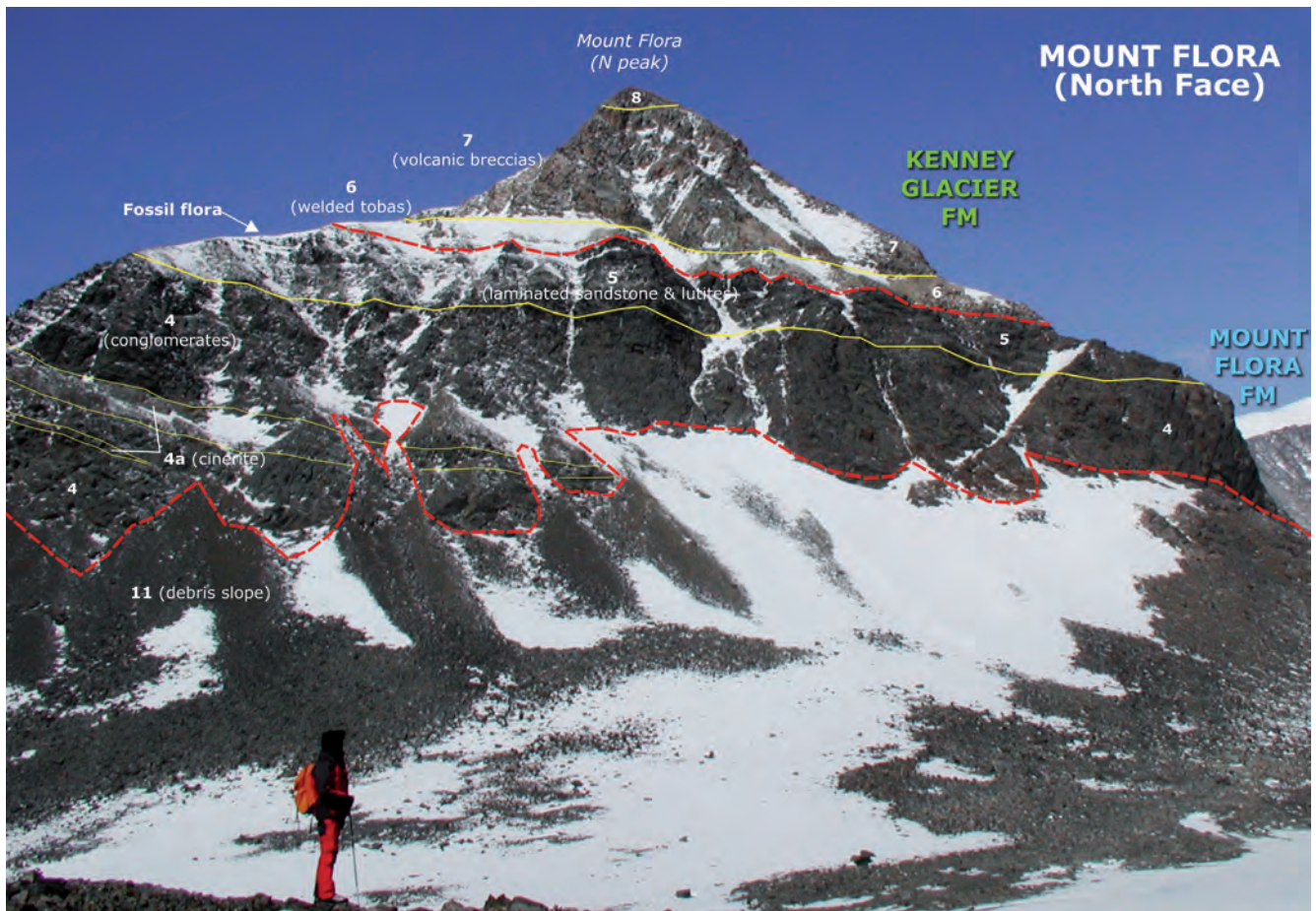


Figura 2.15.- Cara N del Monte Flora con las dos formaciones del Jurásico. En la MFF aparecen las dos unidades diferenciadas: Mb Conglomerados (4) y Mb Areniscas (5), así como las intercalaciones de cineritas del miembro inferior (4a); y la posición del yacimiento principal de plantas fósiles. En la Fm Kenney Glacier, de origen volcánico silíceo, aparecen tres de sus cuatro unidades (miembros) diferenciados: Mb Kenney 1 (6), Mb Kenney 2 (7) y Mb Kenney 3 (8). El contacto entre esta formación y el basamento de la Fm Hope Bay aparece recubierto por derrubios de ladera (11), aunque estructuralmente se interpreta como discordancia por la disposición de los correspondientes estratos.

2.2.1. Descripción litológica

2.2.1.1. Miembro Conglomerados (FL1M, inferior).

Unidad cartográfica **4**. Conglomerados masivos heterométricos. **4a**.- Cineritas. **4b**.- Areniscas

Aflora principalmente en los flancos NE y SO del Monte Flora y en toda su cara norte aunque, en el trascurso de la elaboración de la cartografía, se han reconocido nuevos afloramientos en la hombrera que limita al sur el glaciar Flora (sección Flora 1, Fig. 2.14). El nuevo afloramiento se encuentra en una posición más baja topográfica y estructuralmente, a favor de una serie de fallas distensivas deducidas en el margen SE del glaciar Flora (espólón E del Monte Flora, cresta *Rollover*). Morfológicamente da un relieve oscuro y escarpado hacia la base y sus capas, están inclinadas hacia el SSO entre 48-38°, mostrando una angularidad apreciable con los de la infrayacente Fm Hope Bay.

Se ha registrado en las secciones Flora 1, 2, 3 y 4 (Figs. 2.14 y 2.20), con espesores variables en cada una de ellas. En conjunto, se han medido cerca de 300 m. La sección Flora 1, se ha realizado íntegramente en los nuevos afloramientos mencionados.

Equivale a las unidades previamente descritas: "Five Lakes Member" de Birkenmajer (1993a); "parte inferior" de Elliot y Gracanic (1983); y a la "conglomerate association" de Farquharson (1984). En este trabajo se adopta el nombre **Miembro Conglomerados** (nueva denominación), que incluye los nuevos afloramientos men-

cionados y porque su litología conglomerática es también reconocible en la parte inferior de las otras formaciones del BBG, de la Península Antártica con la que puede correlacionarse. En el mapa realizado previamente (Montes *et al.*, 2013), aparece denotado en leyenda y panel de correlación de secciones estratigráficas como FL-1.

La parte inferior de la unidad, consiste en unos 140 m de una sucesión de capas tabulares de 1-20 m bien estratificadas, de conglomerados masivos clastosoportados (Fig. 2.16) de aspecto oscuro en el terreno (Fig. 2.17A). Los clastos se derivan únicamente de la Fm Hope Bay, de color grisáceo en corte fresco (Figs. 2.16 y 2.17E); tienen formas angulares y redondeadas; y pueden alcanzar un tamaño máximo de hasta 2 m (Fig. 2.17B). Por lo general, no tienen una orientación preferencial, pero en ocasiones, algunos clastos alargados se disponen paralelamente a la estratificación aunque rara vez se imbrican. Las bases de las capas suelen ser planas con algunas superficies erosivas poco comunes (Figs. 2.17A y D).

Por lo general no se observa ninguna estructura sedimentaria, siendo de aspecto masivo. En la sección Flora 1 (Fig. 2.17A, nuevos afloramientos) se reconocen secuencias métricas de capas con granoselección positiva desde tamaño de cantos entre 0,2 y 1,5 m, hasta tamaño grava o arena gruesa (Fig. 2.17C). A veces, entre las capas masivas de conglomerado, se intercalan niveles de areniscas de grano grueso, que se acuñan lateralmente y tienen una base gradacional con el conglomerado infrayacente. Hacia la parte

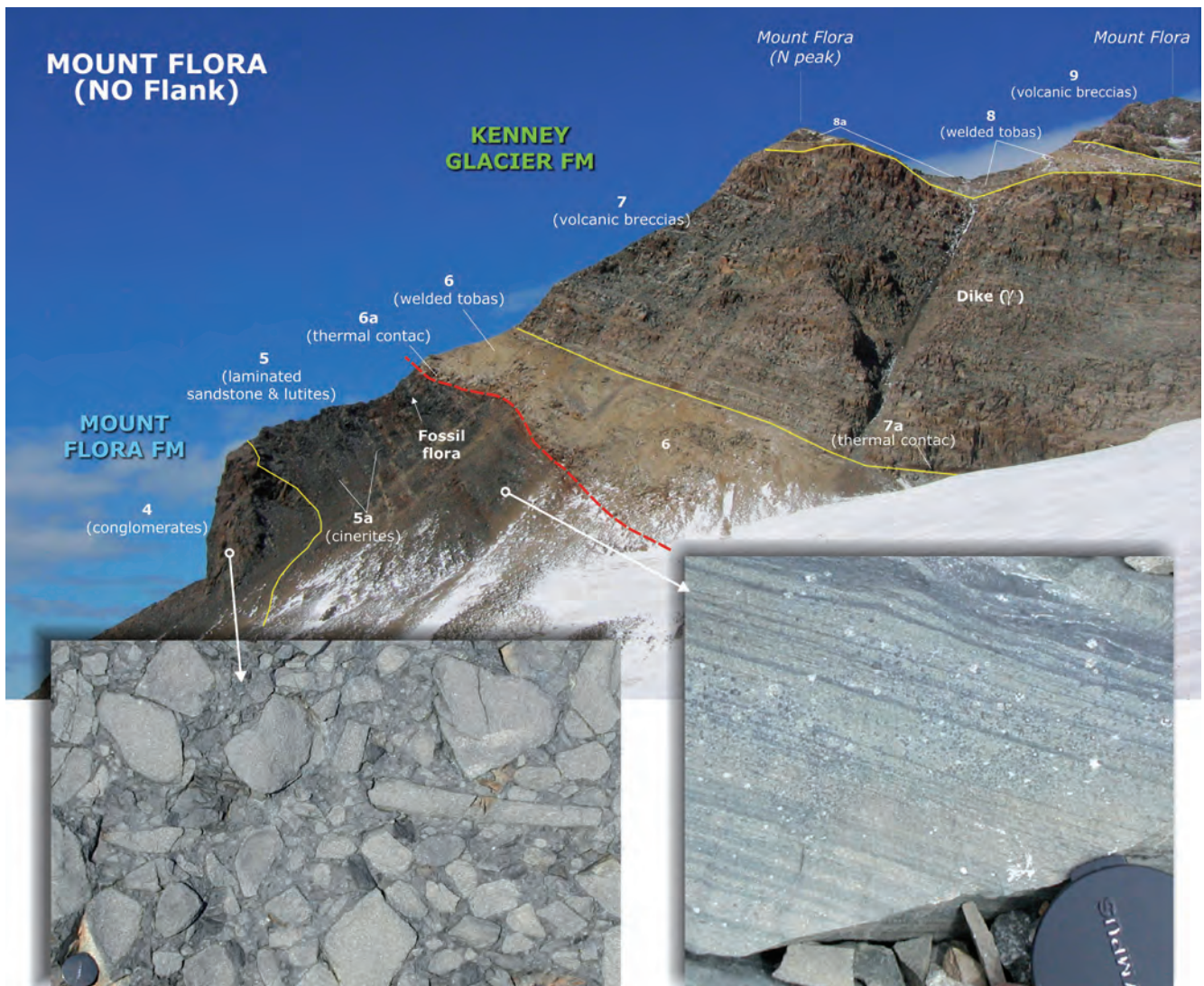


Figura 2.16.- Flanco NO del Monte Flora. Los clastos de conglomerados y areniscas de la MFF son íntegramente del Grupo Trinity Peninsula (detalle). En la unidad superior de areniscas laminadas (5, detalle) de la MFF, aparecen también niveles de cineritas (5a) que indican un vulcanismo contemporáneo. Se indica también la posición de flora fósil. En la Fm Kenney Glacier, las unidades más claras son de tobas soldadas (6 y 8) y las unidades más oscuras son de brechas y areniscas volcánicas (7 y 9). Entre ambas formaciones existe una suave superficie erosiva tapizada por un nivel rojizo interpretado como contacto térmico (6a).

más alta de estos afloramientos se observan superficies erosivas en la base de las capas de conglomerados y se han medido *scours* que aportan una dirección de paleocorriente N-S (Fig. 2.17D).

En la base del espolón NO del Monte Flora, (sección 4, Figs. 2.14, 2.16 y 2.18A), la serie comienza en un escarpe donde aparecen niveles de areniscas gruesas (**unidad 4b**) bien seleccionadas formando secuencias granopositivas decimétricas. A techo de las secuencias se observan lutitas laminadas en donde pueden reconocerse *ripples* de corriente. El aspecto de estas areniscas recuerda a las de la Fm Hope Bay (Mb Colinas Scar, 3), sin embargo, su posición estratigráfica y la inclinación de las capas, coherentes con la del resto de la unidad, hace dudosa su atribución a dicho grupo, tratándose probablemente de un cambio lateral de los conglomerados, que por otra parte, sería muy rápida. Es por esto que no se puede descartar su atribución al TPG, en cuyo caso, la base de los conglomerados estaría dispuesta en discordancia con geometría de *downlap* sobre el sustrato.

La parte superior está caracterizada por la presencia de al menos dos intercalaciones de cineritas volcánicas (**unidad 4a**) entre las capas de conglomerado. La inferior de unos 15 m, consiste en

areniscas microconglomeráticas formadas por clastos volcánicos y cineritas de acreción de color gris amarillento (Fig. 2.17F). A techo de los nuevos afloramientos (sección Flora 1), se reconoce también este nivel, con unos 5 m de cineritas con granoclasificación de grano grueso a fino y laminación paralela (Fig. 2.17G y H).

La de mayor espesor, con unos 25 m, forma una banda de color claro a través de la cara N del Monte Flora, aproximadamente a la mitad del conjunto de la formación (Figs. 2.3 y 2.15). Consiste en alternancia de tobas volcánicas gradadas de grano fino (lapilli) y niveles de conglomerados de clastos volcánicos. Más arriba de este nivel, Farquharson (1984) cita una toba cristalina de 2 m de espesor. Estos niveles se acuñan progresivamente hasta desaparecer en las proximidades del espolón NO del Monte Flora, (Figs. 2.14 y 2.15).

Estos conglomerados clastosoportados y sin apenas clasificación, se interpretan como derivados de corrientes tractivas densas y muy energéticas del tipo *debris flow* que se producen en los ápices de abanicos aluviales de gran pendiente, donde la carga es transportada por corrientes de tipo trenzado. Las secuencias métricas de conglomerados gradados se interpretan como producidas en

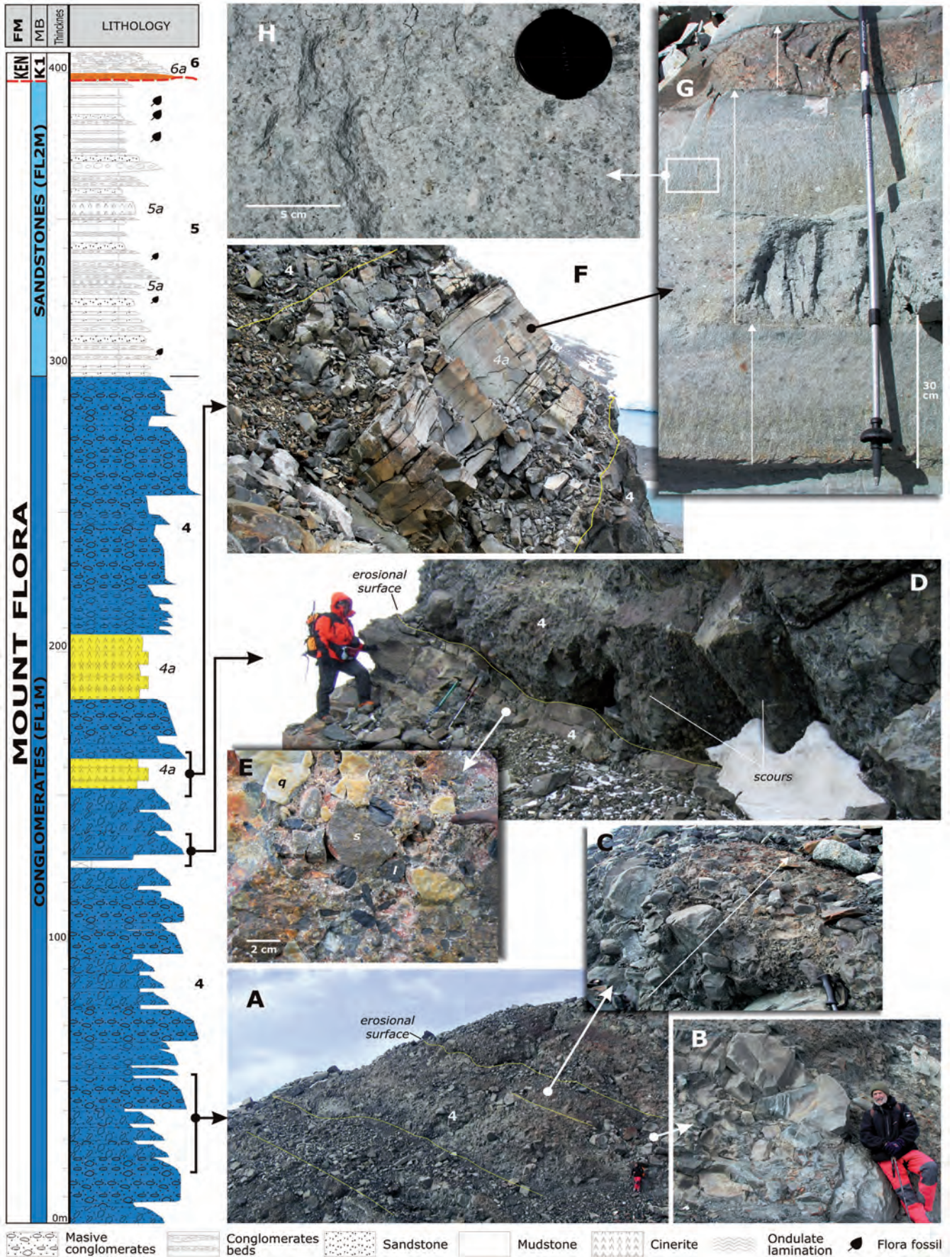


Figura 2.17.- Diferentes aspectos de campo del Miembro Conglomerados (4, FL1M) de la MFF en las secciones Flora 1 y 2 (Fig. 2.14). **A.-** Parte inferior de la sección Flora 1 mostrando las secuencias métricas granodecrecientes y sus bases erosivas. **B.-** Detalle de bloques angulosos de gran tamaño (>1m). **C.-** Detalle de secuencia métrica granodecreciente. **D.-** Base erosiva de uno de los paquetes de conglomerado con marcas canalizadas (*scours*) en la base, sobre facies de areniscas y conglomerados. **E.-** Detalle de la composición de cantos: cuarcita (q) y del TPG: areniscas (s); y lutitas oscuras (l). **F.-** Intercalación inferior de cineritas volcánicas (4a) de color claro en la sección Flora 2. **G y H.-** Secuencias granodecrecientes en las cineritas.

etapas de disminución de energía de la corriente acuosa. De igual manera, las capas de areniscas gruesas lenticulares entre las capas de conglomerado, pueden representar el depósito de grano más fino durante etapas de menor energía.

Toda esta asociación de facies sugiere una sedimentación originada en las zonas proximales y medias de abanicos aluviales húmedos de gran pendiente.

El Miembro Conglomerados de la Fm Mount Flora, puede correlacionarse litológicamente con la "*alluvial fan association*" de la Fm Camp Hill (bahía Botánica) y con la "*parte inferior*" de conglomerados masivos y niveles volcanoclásticos gruesos de la Fm Tower Peak (cabo Longing), ambas definidas por Farquharson (1984).

Su edad sería Jurásico Medio (Bajociense-Caloviense). Ver apartado "2.2.3. Edad" y Fig. 2.1.

2.2.1.2. **Miembro Areniscas (FL2M, superior).** Unidad cartográfica **5**. Areniscas, conglomerados y lutitas negras con restos de plantas. **5a**.- Cineritas

Aflora a lo largo de la cara norte del Monte Flora y en sus flancos NE y SO y en los nuevos afloramientos del espolón E del Monte Flora, si bien aquí aparecen muy tectonizados por falla. También se ha atribuido a esta unidad un pequeño afloramiento al sur del collado Gallegos entre el Monte Flora y el pico Pirámide (Fig. 4.4C). Morfológicamente, su naturaleza menos competente respecto a las unidades supra e infrayacente, le hace ser menos abrupta, representando un escalón u hombrera muy apreciable a media ladera del relieve (Figs. 2.15, 2.16 y 2.18A). Las capas de la unidad están inclinadas entre 30 y 22° hacia el SSO.

Se ha medido en las secciones Flora 2, 3 y 4. (Figs. 2.14 y 2.20A), con un espesor variable entre 105 m en la sección Flora 2; y 52 m en la sección Flora 1 (Fig. 2.20A). Equivale a las unidades previamente descritas: "*Miembro Flora Glacier*" de Birkenmajer (1993a); "*Parte superior*" de Elliot y Gracani (1983); y a la "*Sandstone association*" de Farquharson (1984). En este trabajo se adopta por el nombre Miembro Areniscas (nueva denominación), para incluir los nuevos afloramientos mencionados (inéditos hasta ahora), y porque su litología de areniscas y lutitas negras con plantas, es también reconocible en la parte superior de las otras formaciones del BBG, con la que puede correlacionarse. En el mapa realizado previamente (Montes *et al.*, 2013), aparece denotado en leyenda y panel de correlación de secciones estratigráficas como FL-2.

En general, se trata de una serie compuesta por conglomerados, areniscas y lutitas finamente laminadas, organizadas en secuencias de 1 a 10 m de espesor (Fig. 2.18A y 2.19A).

Normalmente los ciclos comienzan con capas de conglomerados de entre 1 y 3 m de espesor, clastosoportados y con tamaño de clastos más pequeños hacia arriba. En este caso la composición de los clastos es variada, con cantos del TPG y también de procedencia volcánica. La base suele ser plana pero en ocasiones se muestran canalizadas y erosionan al ciclo precedente (Fig. 2.18A y G). Los conglomerados hacia arriba gradan transicionalmente a areniscas de grano grueso a fino con laminación paralela y ondulada frecuente (Fig. 2.16 y 2.18F) y laminación cruzada más escasa y difusa (2.18H). Estas, a su vez, pasan a una alternancia centimétrica de areniscas laminadas y lutitas negras, que en oca-

siones presentan laminación convolucionada, probablemente originada por escape de fluidos (Fig. 2.18C y D).

El final de estos ciclos, son limolitas y limolitas arenosas de entre 2-40 cm de espesor, con laminación paralela y ondulada, *ripples* de corriente y abundantes restos de plantas, que incluyen hojas completas (Figs. 2.15, 2.16, 2.18A y 2.19). Entre ellas, a veces, aparecen capas de areniscas que también contienen restos de plantas.

La tendencia general de los ciclos es estratodecreciente, siendo más potentes los de la base de la unidad (Figs. 2.18A y 2.19A).

En la mitad de la serie se distinguen dos niveles de cineritas interestratificadas (**unidad 5a**), que destacan en el terreno por su color más claro (Figs. 2.16, 2.18A y 2.19A). El superior es más potente y continuo (20-25 m), registrándose en las tres secciones. El inferior se acuña hasta desaparecer en la cara N, si bien un nivel en posición estratigráfica equivalente y de menos de 1 m de espesor, aparece en el espolón NO (sección Flora 3, Fig. 2.18B). Se trata de tobas de color gris claro, silíceas, gradadas de grano grueso a fino (Fig. 2.18E) e intercaladas en transición gradual con los tramos de limolitas y areniscas finas de las secuencias descritas (Fig. 2.18C). Sobre el nivel superior, Pankhurst *et al.* (2000) citan una edad radiométrica de 162.2 ± 1.1 Ma (ver apartado de edad).

Por encima de estos niveles cineríticos, son más frecuentes y potentes los tramos limolíticos oscuros de aspecto carbonoso con plantas. En la sección Flora 2, estos niveles superan los 25 m y en ellos se observan gran cantidad de restos de plantas en los planos de la roca una vez cuarteada (Fig. 2.19A). En este tramo, Elliot y Gracani (1983) mencionan un delgado nivel de carbón. Estos tramos son menos potentes y frecuentes en las secciones Flora 3 y 4 (flanco NO), aunque también contienen flora fósil. No obstante, el tramo de limolitas negras también está presente en los nuevos afloramientos mencionados (sección Flora 1), si bien aquí, la serie fosilífera se encuentra muy tectonizada y pinzada entre fallas (Corte IV-IV'-IV'). Este yacimiento inédito, también es abundante en restos de plantas.

Geoméricamente la unidad reduce su espesor hacia el oeste, (105 a 52 m), debido al cambio lateral que experimenta la parte inferior con los conglomerados de la unidad precedente (4).

Como ya se ha mencionado, en esta unidad se encuentra el **yacimiento de plantas fósiles del Monte Flora** (Fig. 2.19). Casi todas las investigaciones se han llevado a cabo a partir de muestras recolectadas en la sección Flora 2, que es relativamente accesible. La flora fósil fue descrita por primera vez de forma amplia por Halle (1913) y desde entonces se ha considerado como la norma para los estudios florísticos y bioestratigráficos del Mesozoico de Gondwana (Rees y Cleal, 1993). Halle (1913), originalmente describió 61 especies a partir de los fósiles; esto se modificó, reduciéndose a 43 especies (Gee, 1989), después a 38 especies (Rees, 1990) y, más tarde, a 32 especies (Baldoni, 1986, Morel *et al.*, 1994; Rees y Cleal, 2004). Más recientemente, se han descrito 41 taxones (Ociepa, 2007; Birkenmajer y Ociepa, 2008; Ociepa y Barbacka, 2011).

La flora (Fig. 2.19), está representada típicamente por las pequeñas hojas parecidas a escamas de Hepatophyta, tallos y fragmentos de piñas de equisetos (Equisetaceae, *Equisetum*), además del follaje de varias familias de helechos (Dipteridaceae, Matoniaceae, Dicksoniaceae, Osmundaceae) y hojas y madera de gimnospermas (Caytoniales, Cycadales, Bennettitales, pteridospermas y coníferas).

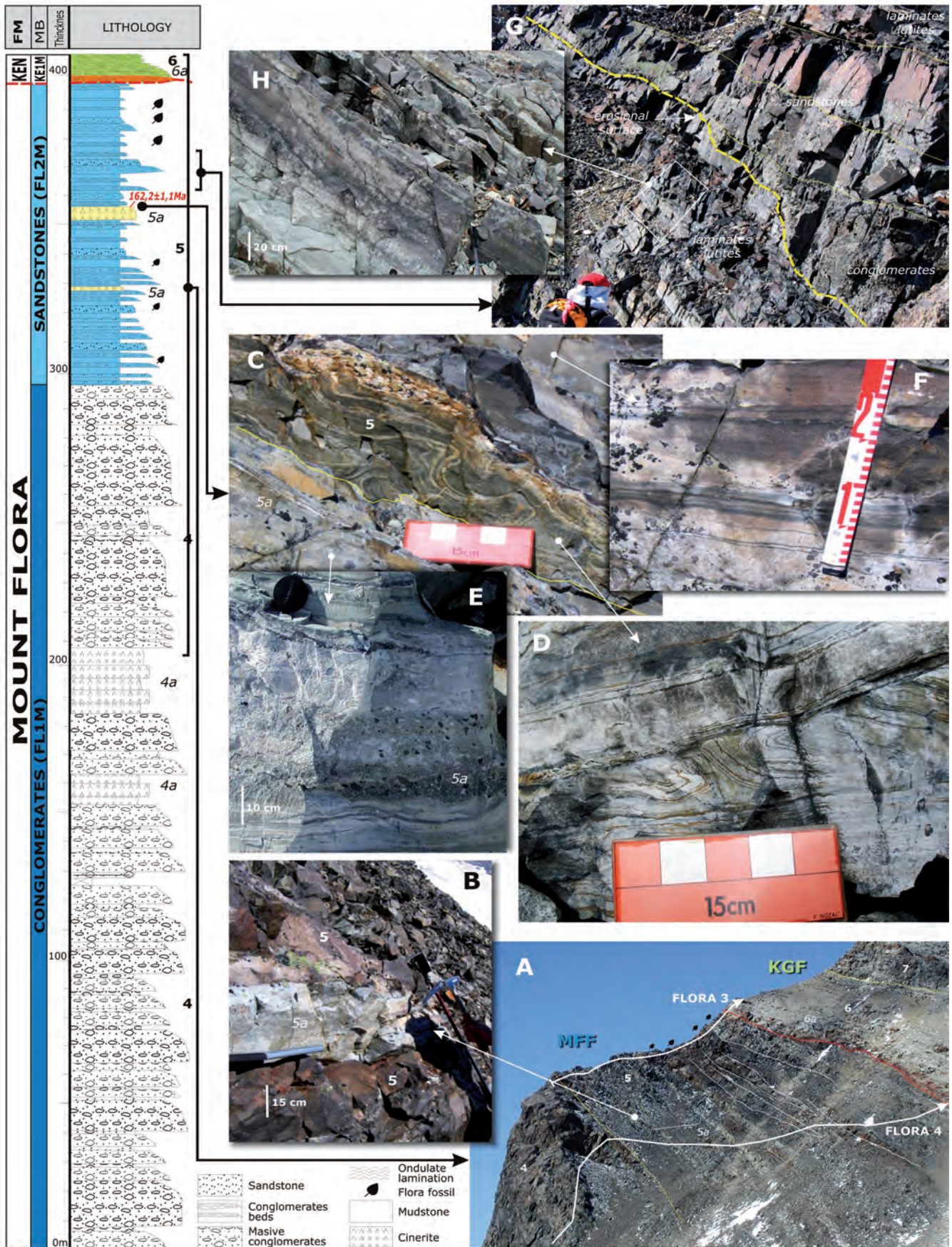


Figura 2.18.- Diferentes aspectos de campo de Mb Arenas (5, FL-2) de la MFF en las secciones Flora 3 y 4 (Fig. 2.14). **A.-** Panorámica del Flanco NO del Monte Flora con el trazado de las secciones, posición de las intercalaciones de cineritas e incremento de niveles de lutitas con restos de plantas entre paleocanales, más frecuentes a techo. **B.-** Detalle de la intercalación inferior de cineritas (5a). **C y D.-** Detalles de la intercalación superior de cineritas (5a, 162±1,1 Ma, Pankhurst *et al.*, 2000) y de la capas con laminación convolucionada justo a techo. **E.-** Detalle de la grano-clasificación de la cinerita. **F.-** Detalle de las areniscas finas y lutitas con laminación ondulada. **G.-** Bases de los cuerpos canalizados de conglomerados y areniscas hacia el techo de la unidad. **H.-** Detalle de la estratificación de las areniscas y lutitas laminadas.

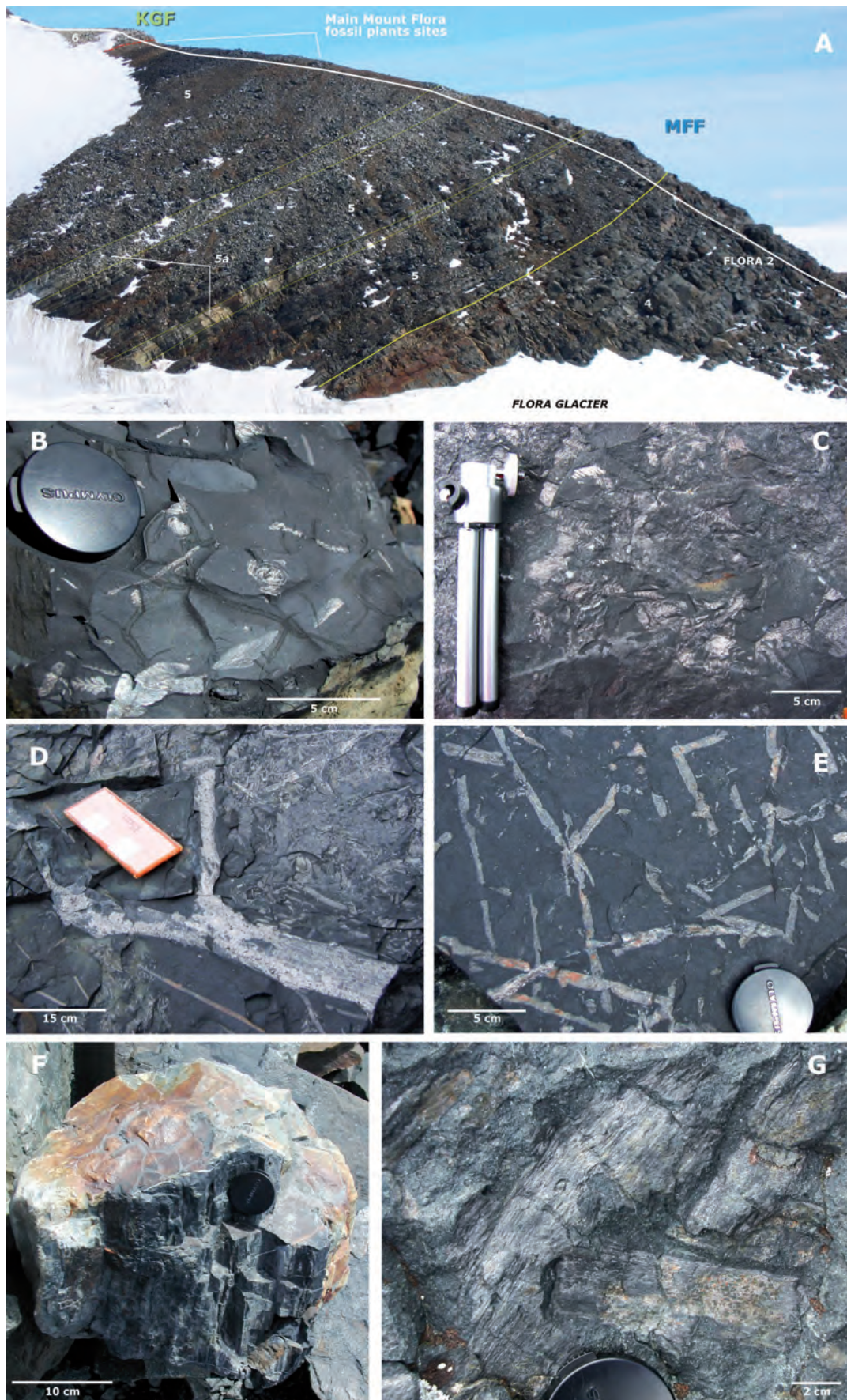


Figura 2.19.- Yacimiento de plantas fósiles del Monte Flora dentro del Mb Areniscas (5) de la MFF. **A.-** Panorámica del flanco NE del Monte Flora desde el E, con el trazado de parte de la sección Flora 2 (Fig. 2.14), mostrando las diferentes unidades y la posición de los principales yacimientos con plantas por encima del nivel superior de cineritas, (5a, $162 \pm 1,1$ Ma, Pankhurst *et al.*, 2000). **B y C.-** Diferentes tipos de hojas lanceoladas y helechos. **D y E.-** Restos de ramas, tallos y hojas. **F.-** Sección de tronco silicificado. **G.-** Fragmentos de troncos. (Trabajos exhaustivos de la flora en Rees, 1990; Rees y Cleal, 2004 y Ociepa y Barbacka, 2011).

También se conservan escamas y semillas de piñas de coníferas y de cicadofitas, así como otros tallos, hojas y ramas foliadas no identificables (Taylor, sin fecha; nota personal de Rees, comunicación personal, 1999). Otros fragmentos florales se han interpretado como frondas de helechos fértiles u órganos de polen de las coníferas, pero aun es incierta la manera en que estas especies se emparentan con otros taxones ya que, hasta la fecha, no se han obtenido esporas o polen del material (Rees y Cleal 2004; Ociepa y Barbacka, 2011).

Respecto a la fauna, se citan vertebras de peces sin identificar y restos de bivalvos (Birkenmajer y Ociepa, 2008). Se identificaron cuatro élitros (exoesqueletos) de escarabajos (Orden: Coleóptera), en una pequeña muestra de limolitas que también contiene fósiles de plantas, (Zeuner 1959). Estos se identificaron como *Grahame-lytron crofti* y *Ademosynoides antarctica*. Posiblemente *G. crofti* sea un carábido, aunque se parece a un crisomélido, en tanto que *A. antarctica* se ha denominado como un carábido, tenebriónido, elatérico o de la familia fósil de Permosinidae (Zeuner, 1959). Estos últimos ejemplares se destacan, porque son los únicos ejemplos de fauna fósil para esta edad en la Península Antártica.

En general, la alternancia rítmica de los ciclos estrato y granodecrecientes de conglomerado, arenisca, alternancia arenisca-limolita y limolitas negras, se interpretan como el resultado sedimentario en respuesta a las condiciones de flujo decreciente en sistemas de abanicos aluviales. De esa forma, las capas de conglomerado representan el inicio de un evento de inundación, con agua encauzada en canales, donde progresivamente decrecerían en energía; y la alternancia de areniscas y lutitas, que típicamente forman la culminación de los ciclos, pueden representar el depósito, dentro de aguas estancadas que quedan al pie del abanico, una vez que el flujo y la inundación ha disminuido. La decantación del material más fino y en suspensión en estas lagunas someras, pero con lámina de agua estable temporalmente, sería la responsable de los niveles de lutitas negras, con la abundancia de plantas y materia orgánica (láminas de carbón). La laminación convolucionada, observada con cierta frecuencia en la alternancia rítmica, se originaría probablemente por escape de fluidos debida a la carga litológica o bien a paleosismos mediante la licuefacción de los sedimentos (McCalpin, 1996).

El ambiente sedimentario para esta unidad sería pues el de pie de abanico con masas de aguas lacustres someras (*playa-lake*).

El Miembro Areniscas de la Fm Mount Flora, puede correlacionarse litológicamente con la "*floodplain association*" de la Fm Camp Hill (bahía Botánica), muy rico también en plantas fósiles y más potente (más de 300 m); y con la "*parte superior*" de areniscas y conglomerados con niveles volcanoclásticos de la Fm Tower Peak (cabo Longing), ambas definidas por Farquharson (1984).

Su edad sería Jurásico Medio (Calloviense)-Superior (Oxfordiense). Ver apartado "2.2.3. Edad" y Fig. 2.1.

2.2.2. Interpretación sedimentaria

A la Fm Mount Flora se le atribuye un medio deposicional de abanico aluvial retrogradante. La parte conglomerática inferior de la formación (Mb Conglomerados, 4), fue depositada por una combinación de flujos en masa y corrientes trenzadas típicas de las facies proximales de abanico aluvial; mientras que la parte superior (Mb Areniscas, 5), dominada por areniscas y limolitas, registra el depósito de eventos repetidos de inundación con flujo laminar, frecuentes en el pie de los abanicos. Al final de cada evento de inundación, sedimentos de grano fino y restos de plantas

eran acumulados en lagunas efímeras poco oxigenadas con lámina de agua estable temporalmente (restos de peces y escarabajos de agua dulce) y gran contenido en materia orgánica (Fig. 2.20B).

El reducido espesor de la formación sugiere un espacio de acomodación escaso en una cuenca confinada y controlada por un escarpe de falla activo y progresivamente erosionado, pero con actividad diastrófica creciente, causante de la progresiva retrogradación de las facies (Clevis *et al*, 2003), tal y como muestra el panel de correlación de las secciones (Fig. 2.20A).

Se han podido medir pocas paleocorrientes en el conjunto de la formación. Algunos *scours* en la base canalizada de alguna capa de conglomerados, dan una dirección N-S; y orientaciones preferenciales de tallos de hojas e imbricaciones de cantos, dan direcciones hacia el NE (Farquharson, 1984). Todo ello hace orientar la dirección de flujo del abanico hacia el cuadrante NE, con el borde activo de la cuenca situado al SO, aunque sin mucha precisión. La abundancia de restos de plantas sugiere un clima cálido y húmedo, con un terreno cubierto por una vegetación exuberante de tipo bosque húmedo (Birkenmajer y Ociepa, 2008).

El vulcanismo fue coetáneo con la sedimentación, interrumpiendo ocasionalmente la sedimentación tractiva clástica con la acumulación de capas de cineritas. Los depósitos de material volcanoclástico pueden ser atribuidos a procesos de caída de cenizas posteriormente reelaborados por aguas superficiales, como lo sugiere el cuarzo volcánico en niveles detríticos gruesos de la parte alta de la unidad 5 (Elliot y Gracani, 1983).

El cese de la sedimentación aluvial coincidió con (o fue el resultado de), un aumento del vulcanismo que condujo al desarrollo de la sucesión volcanoclástica suprayacente de la Fm Kenney Glacier (Grupo Volcánico Graham Land) dominada por depósitos de flujo piroclástico.

2.2.3. Edad

La edad proporcionada por el yacimiento del Monte Flora ha sufrido a lo largo del tiempo distintas atribuciones. El yacimiento fue localizado por Andersson en 1903 y referenciado por él como flora jurásica (Andersson, 1906). Más tarde, las muestras fueron estudiadas y clasificadas por Halle (1913), cuyo trabajo dotó a las plantas fósiles del Monte Flora, de un papel trascendental en las correlaciones bioestratigráficas del Hemisferio Sur.

El trabajo de Halle proporcionó una flora de referencia asignada al Jurásico Medio, basándose en comparaciones con la flora jurásica de Yorkshire. Esta flora fósil, junto con las descritas en las Rajmahal Hills en India, se utilizaron para determinar las edades en otras partes de Gondwana (por ejemplo, Australia; Medwell, 1954a). Sin embargo, el reconocimiento de que las floras de Australia eran del Cretácico (Medwell, 1954b) y que las floras de Rajmahal Hills variaron desde mediados del Jurásico hasta finales del Cretácico Inferior (Sengupta, 1988) condujo a una reevaluación de las edades de otras floras, incluidas las del Grupo Botany Bay (BBG) que, junto con las de la MFF, incluía también las de la Fm Camp Hill en bahía Botánica (extremo septentrional de la costa norte del Canal Príncipe Gustavo). Orlando (1971), Rees (1993a) y Rees y Cleal (2004), asignaron la flora del BBG al Jurásico Inferior, mientras que Stipanovic y Bonetti (1970) y Gee (1989), sugirieron que las floras eran del Jurásico Superior al Cretácico Inferior. Las últimas determinaciones se basaron en la comparación con las floras jurásicas de Argentina, en la similitud de algunos

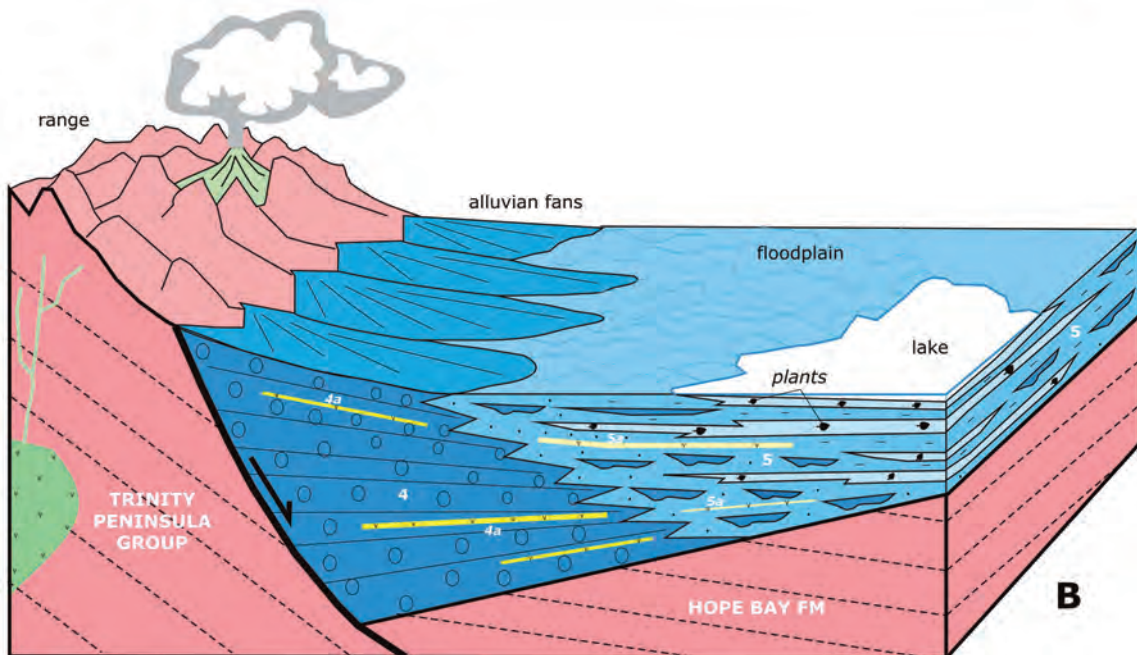
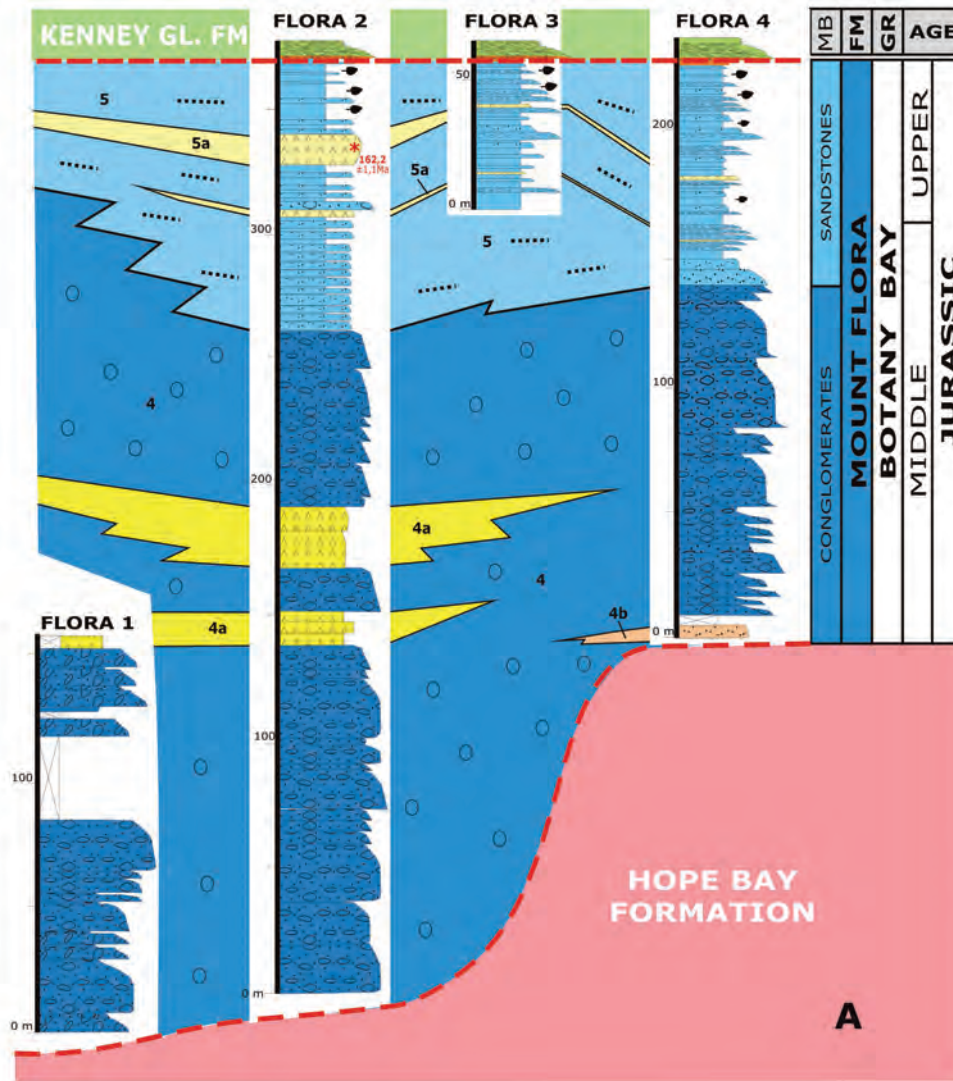


Figura 2.20.- Correlación de las secciones estratigráficas de la Fm Mount Flora. **B.-** Interpretación sedimentaria de la MFF como depósitos de abanico aluvial retrogradante, dentro de una pequeña cuenca confinada y controlada por un escarpe de falla distensivo, con actividad diastrófica creciente y vulcanismo ácido, ambos sincrónicos con la sedimentación. Los números corresponden a las unidades cartográficas. El terreno estaría cubierto por una vegetación exuberante de tipo bosque húmedo, responsable de la variada flora y de la materia orgánica sedimentada en las zonas lacustres al pie de los abanicos. Este modelo es extensible a las demás formaciones del Grupo Botany Bay (Fm Camp Hill Fm y Fm Tower Peak).

taxones con los observados en Inglaterra y en el rebrote de la flora de las Rajmahal Hills en el Cretácico Inferior.

Las nuevas colecciones de bahía Botánica y bahía Esperanza estudiadas por Rees (1990, 1993a,b,c), incluyeron el helecho dipterida *Goepfertella*. Este género tiene un rango de edad de principios a mediados del Jurásico en otras partes del mundo y favoreció una edad Jurásico Inferior para BBG, aunque no descartó que la flora pudiera ser del Jurásico Medio (Rees 1993b). Más recientemente, un tratamiento monográfico de la flora (Rees y Cleal, 2004) identificó a *Dicroidium*, un género triásico que se extendía hasta el Jurásico Inferior. Esto se utilizó, junto con evidencias publicadas anteriormente, para sugerir que la flora era del Jurásico Inferior, siendo esta datación la que aparece en la leyenda del Mapa Geológico.

Sin embargo, Pankhurst *et al.* (2000) dataron por métodos radiométricos (U-Pb en circones) el nivel superior de tobas volcánicas (unidad 5a) en 162.2 ± 1.1 Ma (Calloviense-Oxfordiense, límite entre Jurásico Medio y Superior). Esta edad, la consideran también como la del inicio del vulcanismo representado por la Fm Kenney Glacier, dispuesta en continuidad estratigráfica y, en su parte inferior, contemporánea a la sedimentación de la MFF.

Dado que la mayor cantidad de plantas se concentran sobre dicha intercalación de cineritas, la edad del yacimiento de plantas fósiles del Monte Flora estaría en la base del Jurásico Superior. El resto de la MFF (unidad 4 e inferior de la 5), corresponderían al Jurásico Medio. Esta nueva edad para estas floras tiene implicaciones bioestratigráficas importantes para la reubicación de algunos géneros de la flora mesozoica de Gondwana (Hunter *et al.*, 2005).

En general, como ya se ha mencionado en el apartado de interpretación, los conglomerados continentales de la MFF representan acumulaciones dentro de una cuenca confinada limitada por fallas activas, con un vulcanismo contemporáneo del Jurásico Medio. Esta interpretación es extensiva a los demás depósitos del BBG (Hunter *et al.*, 2005; Riley *et al.*, 2010). Asumiendo que dichas cuencas sean contemporáneas, es posible correlacionar las edades de las diferentes litofacies presentes entre ellas.

De este modo, Hunter *et al.*, (2005) datan los niveles volcanoclásticos superiores intercalados en los conglomerados masivos de la Fm Tower Peak (cabo Longing), en 168.9 ± 1.3 Ma (Bajociense-Bathonense, Jurásico Medio); y una toba de lapilli intercalada en las facies de areniscas y limolitas con abundante flora (*floodplain association*) de la Fm Camp Hill (bahía Botánica) en 167 ± 1.1 Ma (Bathonense-Calloviense, Jurásico Medio). Si se correlacionan dichas litofacies con las de las unidades de bahía Esperanza, tentativamente podría afinarse su edad: Bajociense-Bathonense para la unidad 4 (conglomerados); Bathoniense-Oxfordiense para la unidad 5 (areniscas y lutitas negras con plantas).

No obstante, también sería posible que la estructuración de las pequeñas cuencas extensivas que registran los sedimentos del BBG, no fuera contemporánea, en cuyo caso su relleno tampoco lo serían, aunque la arquitectura y evolución de las facies fuera semejante.

Así pues la edad de la Fm Mount Flora quedaría acotada entre el Jurásico Medio (Bajociense) y la base del Jurásico Superior (Oxfordiense). Estas nuevas edades corrigen la leyenda del mapa editado, que quedaría finalmente tal como aparece en la Fig. 2.1.

2.3. GRUPO VOLCÁNICO GRAHAM LAND (GLVG). FORMACIÓN KENNEY GLACIER (KGF). JURÁSICO MEDIO-SUPERIOR

En la península Tabarin, La Fm Kenney Glacier se ha incluido en la literatura científica como perteneciente al "Grupo Volcánico Antarctic Peninsula" (APVG). Este término, introducido por Thomson y Pankhurst (1983), agrupaba las rocas volcánicas de composiciones riolíticas de edad Mesozoica y de configuración pre- intra- y trasarco, aflorantes ampliamente en la Península Antártica, pero sin tener en cuenta su entorno tectónico, su edad de erupción o la geoquímica.

Recientemente Hunter *et al.* (2006), definieron el "Grupo Volcánico Ellsworth Land" (ELVG), que comprende las formaciones volcánicas silíceas y basálticas del Jurásico Inferior al sur de la Península Antártica sobre la base de su configuración tectónica y la edad de las secuencias volcánicas. Del mismo modo, Riley *et al.* (2010), definen con criterios semejantes el "Grupo Volcánico Graham Land" (GLVG), que agrupa las formaciones volcánicas de Jurásico Medio del norte de la Península Antártica, típicamente de composición silícea (riolita-riodacita), caracterizada por depósitos piroclásticos, e interdigitadas con los sedimentos detríticos del Grupo Botany Bay, infrayacente.

Así pues y, atendiendo a esta nueva división del APVG, la Fm Kenney Glacier pertenecería de forma más apropiada al "Grupo Volcánico Graham Land" (GLVG) definido por Riley *et al.* (2010). En dicha zona, estas rocas representan la continuación del Ciclo Orogénico Andino y del periodo extensional en el que se generaron fosas tectónicas rellenas por una alternancia de rocas sedimentarias, volcánicas y volcano sedimentarias de edad jurásica. Esta nueva nomenclatura se incluye en la nueva leyenda presente en la Fig. 2.1.

Los afloramientos conocidos de esta formación en bahía Esperanza se encuentran en la mitad superior del Monte Flora en todas sus vertientes (Figs. 2.22 y 2.23), y a lo largo del espolón este, donde la formación está afectada por una serie de fallas normales escalonadas. También se ha cartografiado un pequeño afloramiento al sur de collado Gallegos entre el Monte Flora y el pico Pirámide.

Se dispone por encima de los sedimentos de areniscas y lutitas negras con plantas perteneciente al Mb Areniscas de la Fm Mount Flora (unidad 5). Birkenmajer (1993) describe una discordancia angular entre la Fm Kenney Glacier y la Fm Mount Flora subyacente, aunque Farquharson (1984) indica incertidumbre al respecto. Al NO del Monte Flora en la base de esta formación, puede apreciarse una ligera superficie erosiva con una angularidad muy tendida entre capas, (Figs. 2.16, 2.18A y 2.24A y B), que si bien indica una cierta interrupción, sugiere una continuidad sedimentaria con la infrayacente.

La Fm Kenney Glacier, constituye una de las formaciones destacadas dentro del mencionado Grupo Volcánico Graham Land y, más al sur, se correlaciona con la Fm Mapple (cabo Dissapoint, costa Oscar II), y sus correlativos silíceos en isla Joinville, penínsulas Churchill y Jason; y también las rocas volcánicas intermedias de la Fm Camp Hill en bahía Botánica y Fm Tower Peak (Riley *et al.*, 2010).

Se ha registrado en cinco secciones que en total ofrecen 370 m de serie. Atendiendo a su características, la Fm Kenney Glacier puede dividirse en cuatro miembros: **Mb Kenney 1** (6) y **Mb Kenney 2** (7), **Mb Kenney 3** (8) y **Mb Kenney 4** (9) (Figs. 2.15, 2.16, 2.21, 2.22 y 2.23).

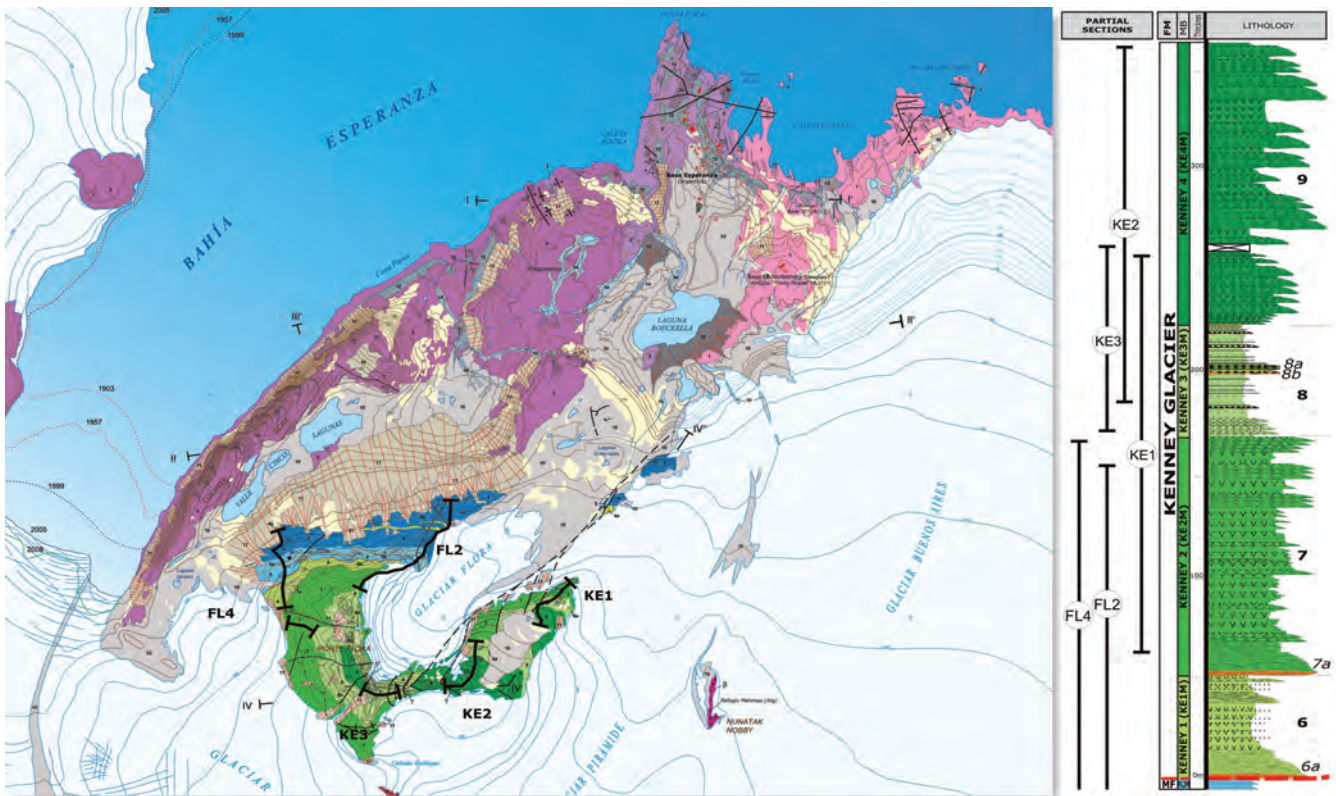


Figura 2.21.- Mapa Geológico de bahía Esperanza con las unidades litológicas diferenciadas y situación de las secciones parciales realizadas en la Fm Kenney Glacier. Tanto la MFF como la KGF, forman parte de una estructura sinclinal de eje aproximado E-O.



Figura 2.22.- Cara E del Monte Flora mostrando las unidades superiores de la Fm Kenney Glacier y los diques intrusivos (γ) que atraviesan la serie. En la Fm Kenney Glacier aparecen Mb Kenney 2 (7), Mb Kenney 3 (8) y Mb Kenney 4 (9). En la unidad de tobas soldadas (8) de aspecto estratificado y de colores más claros (detalle), existe una intercalación oscura conformada por coladas basálticas decimétricas y limolitas volcánicas laminadas (8a). Las unidades más oscuras (7 y 9), suelen tener una litología de brechas tobáceas e ignimbritas (detalle).



Figura 2.23.- Cara O del Monte Flora mostrando las tres formaciones de bahía Esperanza y la mayor parte de sus unidades. Se observa la estructura en sinclinal de las formaciones jurásicas (MFF y KGF) y una leve geometría en abanico de capas (unidad 8 ganando espesor hacia el N) que revela una cierta la sincronía de la deformación con el depósito. En la panorámica se aprecia también el glaciar Kenney que da nombre a la formación y los toponimos principales de la zona cerca de bahía Esperanza sobre la Fm Hope Bay (HBF).

2.3.1. Descripción litológica

Para la descripción de los materiales volcanosedimentarios pertenecientes a esta formación, se han utilizado preferentemente las clasificaciones no genéticas de Cas y Wright (1987) y Schmid (1981).

2.3.1.1. Miembro Kenney 1 (KE1M). Unidad cartográfica 6. Ignimbritas cristalizadas con intercalaciones de brechas y areniscas volcánicas y niveles de ignimbritas soldadas. **6a.-** Contacto térmico rojizo

Aflora a media ladera en la cara N y O del Monte Flora (Figs. 2.16 y 2.24), estando actualmente recubierta por los hielos del glaciar Flora (al E) y Kenney (al O). También se ha cartografiado un reducido afloramiento de esta unidad al sur de collado Gallegos entre el Monte Flora y pico Pirámide (Fig. 4.4C). Morfológicamente, constituye una banda de color más claro y menos competente (intensa gelifracción) sobre las facies de areniscas y lutitas negras de la unidad precedente (5), fácilmente distinguible por su contraste de color (Fig. 2.24A). Las capas de la unidad están inclinadas hacia el SSO entre 22° y 17°.

Se ha medido en las secciones Flora 2, 3 y 4. (Figs. 2.21 y 2.29), con un espesor máximo de 63 m en la sección Flora 2. En el mapa realizado previamente (Montes *et al.*, 2013), aparece denotado en leyenda y correlación de secciones estratigráficas como KE-1.

En general, se trata de una serie bien estratificada compuesta por tobas soldadas de color beige y gris amarillento con cristales angulosos de color verdoso (Fig. 2.24E), de tamaño variable (brecha-lapilli), no clasificados y que en el terreno presentan un intenso lajado laminar (Fig. 2.24D). Sobre esta litología principal aparecen intercalaciones delgadas de color más oscuro (decimétricas-métricas) de brechas tobáceas laminadas, a veces con cantos aplastados (ignimbritas) (Fig. 2.24F).

En la base de la unidad se ha observado una intercalación de roca de color rojizo oxidado (**unidad 6a**), formada probablemente por el contacto térmico entre las lutitas negras infrayacentes y los primeros depósitos volcánicos (Fig. 2.24C). Esta unidad 6a, contornea la suave, pero apreciable, superficie erosiva basal que inicia los

depósitos volcanoclasticos de la formación, y que puede observarse bien en el espolón NO del Monte Flora (Fig. 2.16 y 2.24B).

Los tramos de color más claro se interpretan como depósitos volcánicos originados por coladas piroclásticas producidas por corrientes semifluidificadas de alta densidad y controladas por la gravedad, desplazándose al ras del suelo por la ladera del volcán en un flujo laminar. Su mala clasificación y falta de gradación, se debería a la elevada concentración de partículas más que a la turbulencia del flujo, puesto que éste, es del tipo laminar. El mecanismo de depósito por tanto, se asemejaría al de los *debris flow*. Los tramos más oscuros y delgados se interpretan como depósitos esporádicos de flujos piroclásticos calientes o ignimbritas, que aparecen muy bien representadas en la siguiente unidad (ver descripción en unidad 7).

Su edad sería Jurásico Superior (Oxfordiense). Ver apartado "2.3.3. Edad" y Fig. 2.1.

2.3.1.2. Miembro Kenney 2 (KE2M). Unidad cartográfica 7. Brechas, areniscas y limolitas volcánicas con intercalaciones de ignimbritas soldadas. **7a.-** Contacto térmico rojizo

Aflora especialmente bien en las caras E y O del Monte Flora (Figs. 2.22 y 2.23), donde sin embargo, lo abrupto del relieve le hace poco accesible. Buenos afloramientos existen también en la base del espolón E (cresta *Rollover*), aunque afectados por las fallas extensionales. Morfológicamente, constituye una banda oscura, acantilada y de estratificación difusa entre las unidades 6 y 8 de colores más claros y mejor expuestas (Figs. 2.15, 2.16, 2.22 y 2.23). Las capas de la unidad están inclinadas hacia el SSO entre 20° y 15°.

Se ha medido en las secciones Kenney 1 y 2; y Flora 2 y 4. (Figs. 2.21 y 2.29), con un espesor máximo bastante constante de 130 m. En el mapa realizado previamente (Montes *et al.*, 2013), aparece denotado en leyenda y panel de correlación de secciones estratigráficas como KE-2.

En la sección Flora 4 (cara O del Monte Flora, Figs. 2.16 y 2.21) la serie comienza, en continuidad con la precedente (6), con una intercalación de brechas de grano grueso de color rojizo (2.25C y D) que constituye la **unidad 7a**, originada probablemente por

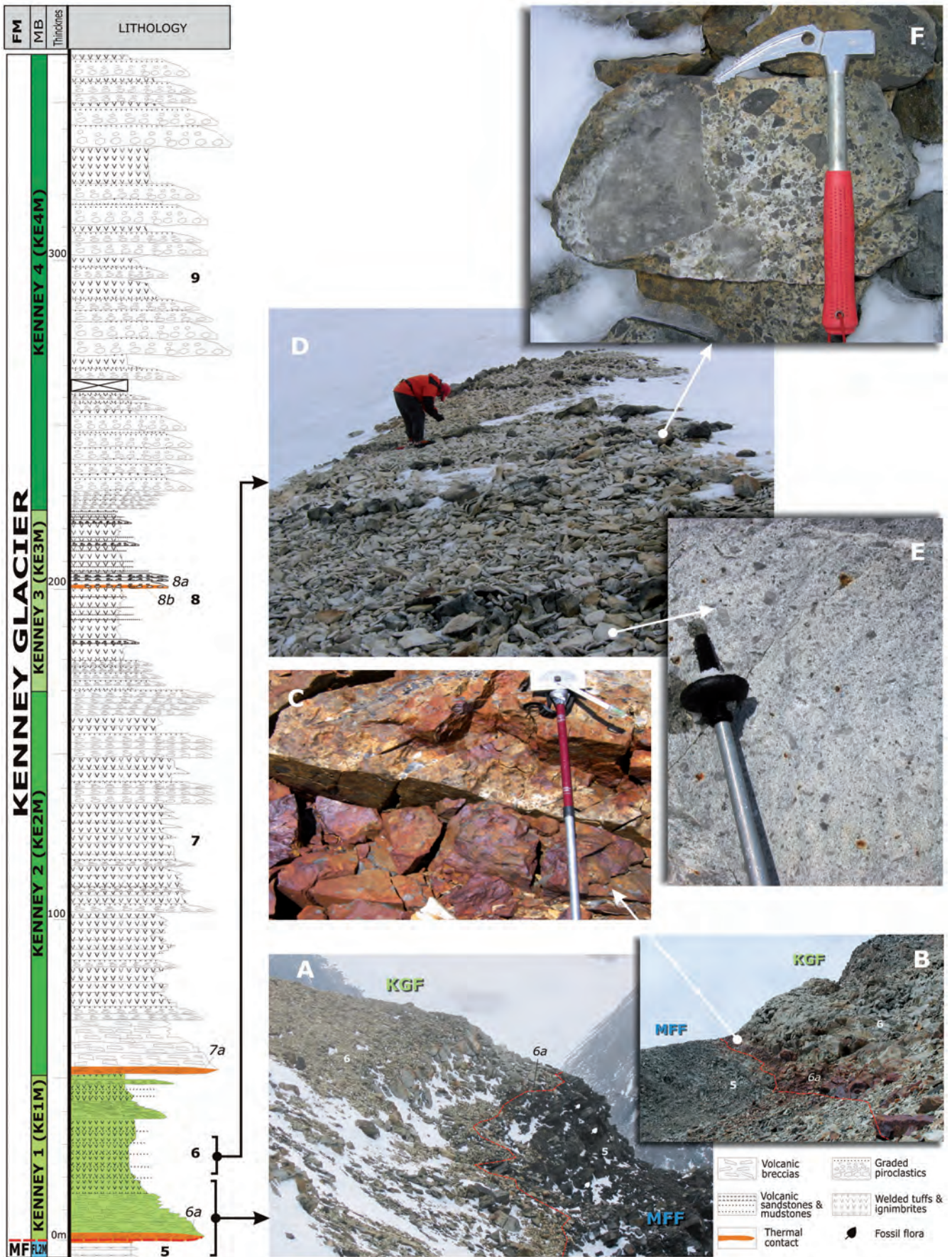


Figura 2.24.- Diferentes aspectos de campo del Mb Kenney 1 (6, KE1M) de la KGF, en las secciones Flora 2 y 4 (Fig. 2.21). **A.-** Panorámica en la sección Flora 2 del contacto de la unidad, con el Mb Areniscas (5) de la MFF, que contiene los yacimientos de flora fósil. **B.-** Panorámica en la sección Flora 4 con la superficie erosiva y contacto térmico (6a) de la KGF sobre la MFF. **C.-** Detalle del contacto térmico. **D.-** Litología principal de la unidad con la alternancia de tobas soldadas de color claro y brechas volcánicas con cantos aplastados (ignimbritas). **E.-** Detalle de las tobas soldadas. **F.-** Detalle de las ignimbritas.

el contacto térmico con la unidad infrayacente, al igual que en el caso de la unidad 6a (Fig. 2.24B y C). Este nivel se atenúa hacia el E, no observándose en el resto de afloramientos.

Se trata de una serie bien estratificada de color oscuro que, en la sección Kenney 1 (Fig. 2.25A), muestra una alternancia decamétrica de tramos tableados con otros de aspecto más masivo. En general, los tramos tableados (Fig. 2.25C) están compuestos por brechas piroclásticas sobre matriz granular, areniscas y limolitas volcánicas en secuencias rítmicas granodecrecientes de escala decimétrica (Fig. 2.25E). Hacia la base de la unidad en algunos de estos tramos, es posible observar bases erosivas y cuerpos canalizados que se acuñan lateralmente (Fig. 2.25B, sección Kenney 1). Este tipo de acuñamientos en la estratificación tableada es frecuente.

En los tramos masivos también se observa este tipo de secuencias, aunque predominan los piroclastos con textura granular gruesa. En la sección Flora 2, hacia la mitad de la unidad, aparecen rocas con cantos centimétricos aplastados (*fiammes*, Fig. 2.25G) característicos de depósitos de flujos piroclásticos (ignimbritas), que se presentan gradados en secuencias decimétricas (Fig. 2.25F).

En general, la gradación de los depósitos piroclásticos de esta unidad y su escala decimétrica y métrica, responde al modelo de sedimentación de flujos piroclásticos o ignimbritas (Cas y Wright, 1987, Colombo y Martí, 1992), producidos por el colapso de la columna eruptiva cuando esta se vuelve más densa que la atmósfera. Se produce entonces una corriente de gran densidad, caliente y parcialmente fluidificada, que se asemeja al mecanismo de flujo de una corriente de turbidez. De esta manera, la cabeza de la corriente sería muy energética y produciría superficies erosivas y estructuras sedimentarias tipo estratificación cruzada (Fig. 2.25B). El cuerpo de la corriente arrastraría brechas y piroclastos de tamaños gradados según la velocidad del flujo (de brechas a areniscas tobáceas), y por último se decantaría el material más fino de tamaño ceniza (Self y Wright, 1983). En conjunto se generaría las secuencias gradadas de piroclastos comunes en la unidad (Fig. 2.25C y E). Cuando la ignimbrita está muy caliente (600-750°C) y en volcanes de composición riolítica, las ignimbritas se litifican o sueldan, y los clastos se aplastan (*fiamme*), definiendo una foliación planar o textura eutaxítica (Cas y Wright, 1987). Este tipo de roca es frecuente en la unidad (Fig. 2.25F y G).

La alternancia entre tramos masivos y tableados, respondería a una mayor o menor intensidad de los flujos piroclásticos.

Su edad sería Jurásico Superior (Oxfordiense-Kimmeridgiense). Ver apartado "2.3.3. Edad" y Fig. 2.1.

2.3.1.3. Miembro Kenney 3 (KE3M). Unidad cartográfica **8**. Tobas soldadas con intercalaciones de ignimbritas soldadas y niveles de brechas y areniscas. **8a.**- Limolitas volcánicas laminadas, areniscas volcánicas y niveles de lavas basálticas. **8b.**- Contacto térmico rojizo

Aflora especialmente bien en las caras E y O del Monte Flora (Fig. 2.21) donde el relieve abrupto y la estratificación casi horizontal, ofrece un corte limpio. También aflora en el espolón E del Monte Flora, aunque allí está más tectonizada por las fallas extensionales (Fig. 2.25A y 2.28A). Morfológicamente, constituye una banda de color más claro y menos competente sobre la que se distinguen muy bien la estratificación de niveles métricos más oscuros (Figs. 2.16, 2.22 y 2.23). Las capas de la unidad están inclinadas hacia el SSO entre 15° y 10°.

Se ha medido en las secciones Kenney 1, 2 y 3; y Flora 4. (Figs. 2.21 y 2.29), con un espesor máximo registrado de 55 m, aunque con tendencia a engrosar hacia el N. En el mapa realizado previamente (Montes *et al.*, 2013), aparece denotado en leyenda y panel de correlación de secciones estratigráficas como KE-3.

En general, se trata de una serie bien estratificada de color gris amarillento y de composición parecida a la descrita en Mb Kenney 1 (6), que puede identificarse en diferentes secciones del espolón E del Monte Flora (secciones Kenney 1 y 2; Figs. 2.25A y 2.28A, respectivamente), aunque los mejores afloramientos se encuentran en la sección Kenney 3 (próxima a la cima S del Monte Flora).

En este caso, las tobas soldadas son de color beige y gris claro con cristales angulosos de color verdoso, de tamaño variable (brechaplilli) y no clasificados, que en el terreno se presentan con un intenso lajado laminar (Figs. 2.26D, E y F). Sobre esta litología dominante, se intercalan numerosas capas de color más oscuro de escala decimétrica y métrica de aspecto bandeado (Figs. 2.26A), conformadas por brechas, areniscas y lutitas tobáceas con clastos aplastados (ignimbritas). En ocasiones en estos tramos oscuros, se distinguen coladas basálticas decimétricas (Figs. 2.26D y G). Las capas oscuras se disponen paralelas a la estratificación general, pero a veces presentan clinofórmulas (inclinadas hacia N y NO) y superficies erosivas que cortan las litologías precedentes (Fig. 2.27A).

Hacia la parte media de la unidad, existe una intercalación en forma de banda oscura cartografiada como **unidad 8a**, distinguible en las caras E y O del Monte Flora y, de forma más difusa, en las secciones Kenney 1 y 2 (Figs. 2.25A y 2.28A) del espolón E. Consiste en lutitas volcánicas laminadas, ignimbritas oscuras y un nivel decimétrico de lava basáltica (Fig. 2.26B y C). Bajo este nivel de basaltos y en especial en la cara E del Monte Flora, se desarrolla un contacto térmico rojizo cartografiado como **unidad 8b** (Figs. 2.22, 2.26 y 2.27). Estas unidades intercaladas en la litología principal, experimentan un aumento de espesor hacia el norte (Fig. 2.26A, 2.27B), llegando a alcanzar en las proximidades de la cima N del Monte Flora más de 10 m. Aquí el aspecto de la intercalación 8a es bandeado (Fig. 2.27B), con capas de tamaño decimétrico de rocas tobáceas silíceas de tamaño de grano muy fino (*chert*) que internamente presentan una intensa laminación paralela y ondulada semejante a *ripples* (Fig. 2.27C). Aparecen también en ocasiones laminación convolucionada y asimétrica producida por escape de fluidos, que algunos autores interpretan como paleosismitas (McCalpin, 1996). Lateralmente algunas de estas capas presentan acuñamiento.

En la cara E del Monte Flora sobre esta unidad 8 y la suprayacente 9, intruyen varios diques verticales (Υ), a veces ramificados de color rojizo oscuro que, en ocasiones, fracturan la serie en forma de pequeñas fallas distensivas (Figs. 2.22 y 2.27A y B).

La interpretación de la unidad es semejante a la de la unidad 6. Los tramos de color más claro se interpretan como originados por coladas piroclásticas producidas por corrientes semifluidificadas de alta densidad y controladas por la gravedad, que se desplazan a ras del suelo por la ladera del volcán en un flujo laminar. La alta densidad de las partículas sería responsable de la falta de clasificación observada en los piroclastos. Los tramos más oscuros y delgados, se interpretan como depósitos esporádicos de flujos piroclásticos calientes o ignimbritas, descritos en la unidad anterior (7). En este caso las coladas piroclásticas y las ignimbritas alternarían episodios, originando estas últimas, la estratificación apreciable y las clinofórmulas con las superficies erosivas debido a la mayor energía de los flujos ignimbriticos.

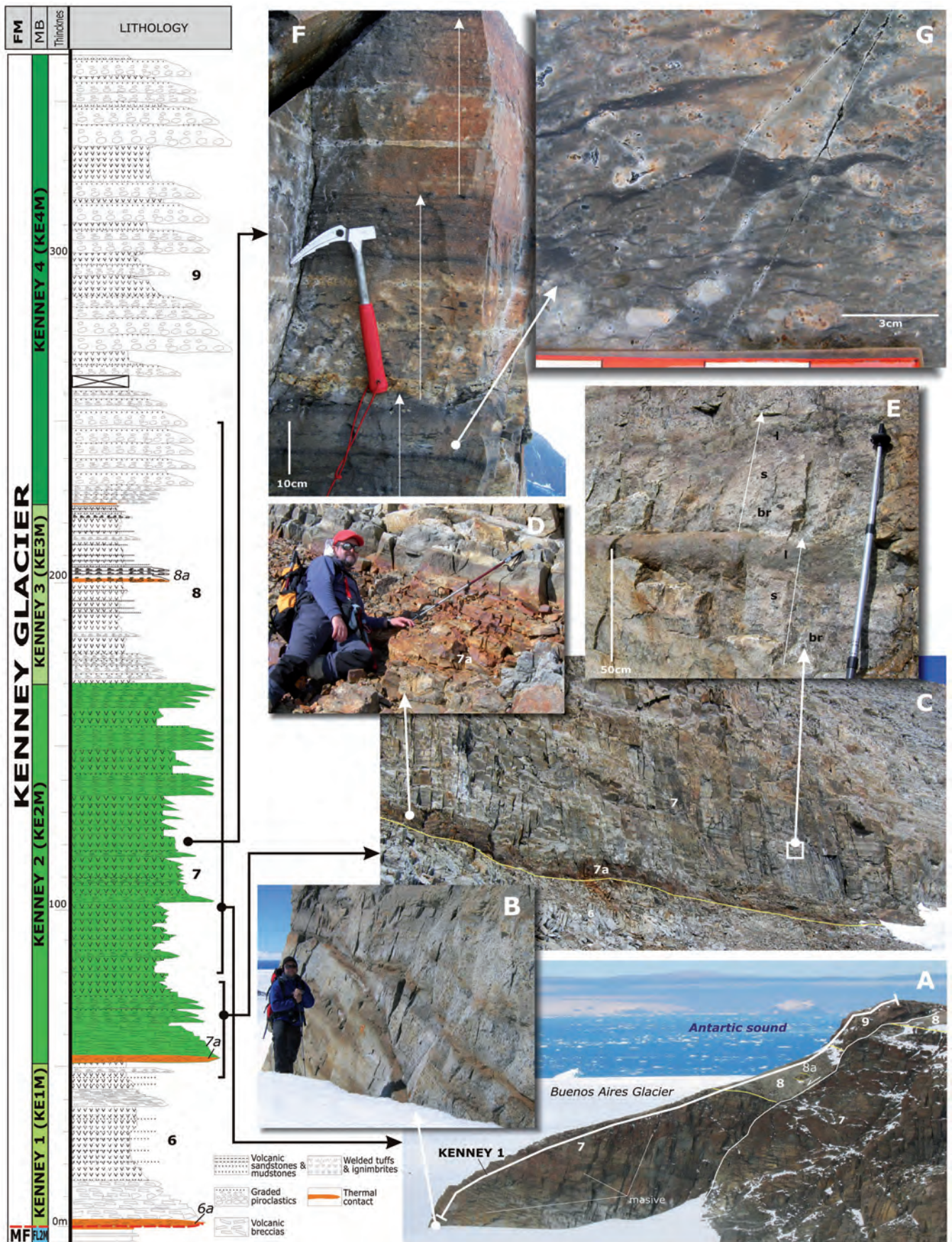


Figura 2.25.- Diferentes aspectos de campo del Mb Kenney 2 (7, KE2M) de la KGF, en las secciones Kenney 1, Flora 2 y Flora 4 (Fig. 2.21). **A.-** Panorámica en la sección Kenney 1 (espolón E del Monte Flora) mostrando la alternancia de tramos masivos con tramos tableados. **B.-** Detalle de la base de la sección con superficies erosivas y cuerpos canalizados. **C.-** Base de la unidad (sección Flora 4) con el contacto térmico rojizo (7a) y facies piroclásticas tableadas. **D.-** Detalle del contacto térmico. **E.-** Detalle de las secuencias granodecrecientes de piroclastos: brechas (br), arenisca (s) y lutita (l). **F.-** Secuencias de flujos piroclásticos (ignimbritas) de diferente tamaño de grano, en la sección Flora 2. **G.-** Detalle de los cantos aplastados (chips) característicos de las ignimbritas.

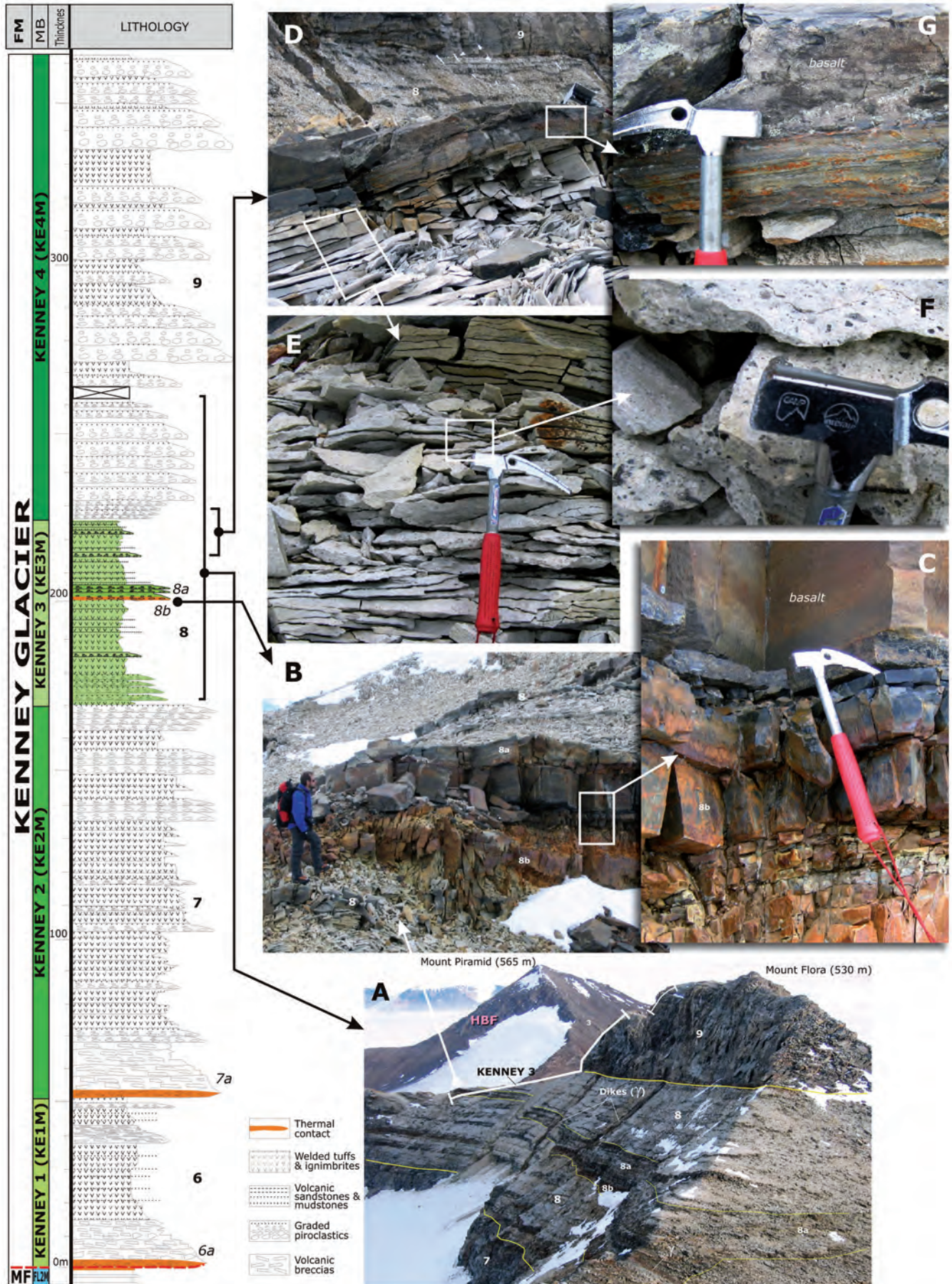


Figura 2.26.- Diferentes aspectos de campo del Mb 3 (8, KE3M) de la KGF, en la sección Kenney 3 (Fig. 2.21). **A.-** Panorámica en la sección Kenney 3 desde la cima N del Monte Flora con las diferentes unidades diferenciadas dentro de la unidad y su marcada estratificación. **B.-** Discontinuidad entre el contacto térmico rojizo (8b) y la intercalación de limolitas volcánicas laminadas (8a). **C.-** Detalle del contacto con colada basáltica decimétrica. **D.-** Tobas soldadas blanquecinas de aspecto lajoso (detalle en **E** y **F**) con intercalaciones de basaltos e ignimbritas (detalle en **G**).

En cuanto a la unidad 8a, se interpreta como una amalgama de depósitos de flujos ignimbríticos, que dominarían sobre los episodios de coladas. Las capas bandeadas laminadas de *chert* (Fig. 2.27), sugieren una sedimentación por decantación de cenizas muy finas alternando con gruesas bajo una lámina de agua estable, que sería la responsable de la laminación observada y las estructuras tipo *ripples*. La laminación convolucionada es semejante a la descrita en el Mb Areniscas de la Fm Mount Flora (5, Fig. 2.18C) y no ofrece dudas sobre la escasa consolidación del sedimento cuando se produjo el escape de fluidos. Llama la atención, no obstante, la interdigitación de este tipo de depósitos de lámina de agua estable y tranquila dentro de la potente serie piroclástica originada por una gran actividad volcánica generalizada.

Su edad sería Jurásico Superior (Kimmeridgiense-Tithoniense). Ver apartado "2.3.3. Edad" y Fig. 2.1.

2.3.1.4. Miembro Kenney 4 (KE4M). Unidad cartográfica 9. Brechas y areniscas volcánicas con intercalaciones de ignimbritas cristalizadas

Ocupa las cotas más altas, la cima del Monte Flora (Fig. 2.21) y la parte superior de su espolón oriental. Representa un abrupto y acantilado crestón de color oscuro de difícil acceso sobre las facies bien estratificadas y de color más claro de la unidad precedente (Figs. 2.22 y 2.23).

Se ha medido en las secciones Kenney 1, 2 y 3 (Figs. 2.21 y 2.29). En el crestón cimero, su disposición estructural es casi horizontal (10-5° hacia el SSO), situándose en el núcleo del sinclinal del Monte Flora. En el espolón oriental, está afectado por fallas normales y es donde aflora con un registro máximo de 135 m (sección Kenney 2, Fig. 2.28A). En la cima (sección Kenney 3, Fig. 2.26A), se han medido 35 m. En el mapa realizado previamente (Montes *et al.*, 2013), aparece denotado en leyenda y correlación de secciones estratigráficas como KE-4.

En general, se trata de una serie alternante entre tramos decamétricos masivos y otros de aspecto tableado que conjuntamente conforman cuatro secuencias estratodecrecientes apreciables especialmente en la sección Kenney 2 (Fig. 2.28A).

La base de la unidad es ligeramente erosiva sobre la precedente y sobre ella, las capas inferiores tienen geometrías en *downlap* dirigidas en sentido contrario a las clinoforras observadas en la unidad 8 (S-SE; Fig. 2.27A y 2.28B). En la sección Kenney 3, el contacto se realiza mediante una capa decimétrica de colada basáltica, que en ocasiones genera en la unidad infrayacente un contacto térmico rojizo no cartografiable (Fig. 2.28B y C).

Los tramos masivos consisten en brechas de piroclastos de grano grueso, areniscas y limolitas volcánicas en secuencias rítmicas decimétricas granodecrecientes, de base planar o ligeramente ondulada y neta (Fig. 2.28D). Hacia la base (sección Kenney 1), aparece una bomba volcánica redondeada de 1 m diámetro (Fig. 2.28E), que distorsiona las capas inferiores y que es fosilizada por el resto de la serie.

Los tramos tableados consisten en tobas soldadas de color beige (semejantes a las de 8) alternando con las secuencias rítmicas granodecrecientes parecidas a las descritas aunque de menor granulometría (Fig. 2.28G). Este tipo de facies también puede observarse en el crestón cimero del Monte Flora (Fig. 2.28F). El final de la serie en la sección Kenney 2, viene marcado por uno de estos tramos tableados en el que se distingue capas decimétricas de lutitas tobáceas de grano muy fino y de color marrón (*chert*), parecido a los de la unidad 8a.

La interpretación de los depósitos de la unidad es semejante a la descrita para la unidad 7, es decir secuencias de flujos piroclásticos o ignimbritas sucesivos, si bien aquí no son tan frecuentes las ignimbritas con cantos aplastados (*fiammes*). La geometría en *downlap* de las capas de la base de la unidad de dirección diferente a la observada en la unidad anterior, podría estar indicando diferentes centros emisores de piroclastos en el entorno.

Su edad sería Jurásico Superior (Tithoniense?). Ver apartado "2.3.3. Edad" y Fig. 2.1.

2.3.2. Interpretación sedimentaria

En conjunto los diferentes miembros de la Fm Kenney Glacier se interpretan como depósitos piroclásticos procedentes de edificios volcánicos estratificados de composición riolítico-dacítica y construidos a base de coladas piroclásticas, ignimbritas y delgadas intercalaciones de lavas basálticas.

En origen, el vulcanismo de la Fm Kenney Glacier, y por extensión el Grupo Volcánico Graham Land, es común y contemporáneo con la sedimentación de los conglomerados y areniscas continentales de la Fm Mount Flora que representan acumulaciones dentro de una cuenca confinada limitada por fallas activas. Las cineritas intercaladas en la serie detrítica de la Fm Mount Flora datadas como Jurásico Medio y de una composición geoquímica equivalente, serían la prueba de ello (Fig. 2.20). Esta interpretación es aplicable a los demás depósitos del Grupo Botany Bay (Hunter *et al.*, 2005; Riley *et al.*, 2010).

Así pues, una sedimentación y vulcanismo contemporáneo implicarían una causa común. Riley *et al.* (2001), sugirieron que la erupción del vulcanismo silíceo de la Fm Mapple (equivalente de la Fm Kenney Glacier en bahía Botánica), se produjo a partir de varias cámaras magmáticas emplazadas en la corteza superior aprovechando un dominio de magma del tipo MASH generalizado, originado por la mezcla de magmas máficos fraccionados debajo de la corteza y fusiones parciales de la corteza inferior. Propusieron que la fusión de la corteza inferior se iniciaba con el calentamiento asociado con la subplaca, debido a la presencia de un grupo de plumas del manto que también fue responsable de la generación de las provincias de Karoo y Ferrar. En este modelo, se produciría una megaestructura en domo sobre la pluma del manto, que conduciría a la extensión y generación de estructuras distensivas del tipo *grabens-rift*. Los conglomerados continentales del Grupo Botany Bay representarían las acumulaciones dentro de dichas cuencas limitadas por fallas (Farquharson, 1984). Los datos de edad tomados en las cineritas y tobas volcánicas intercaladas en las facies detríticas continentales de las distintas cuencas (Hunter *et al.*, 2005, ver apartado de edad de la Fm Mount Flora), confirmarían que, tanto el vulcanismo como la sedimentación del Grupo Botany Bay, se iniciaría durante el Jurásico Medio (Fig. 2.30).

En consecuencia, el "Grupo Volcánico Graham Land" (GLVG) definido por Riley *et al.* (2010), al que pertenecen tanto la Fm Kenney Glacier (bahía Esperanza) como la Fm Mapple Fm (bahía Botánica), representaría un cambio gradual entre la sedimentación de abanicos aluviales continentales y facies lacustres someras, a condiciones completamente volcánicas y su generalización en todo el ámbito del norte de la Península Antártica, dentro del mismo contexto distensivo activo. Las geometrías en abanico de capas que pueden observarse en algunas de las unidades (8), indicarían una cierta sincronía entre el depósito de los materiales volcánicos y dichas estructuras distensivas (Fig. 2.29).

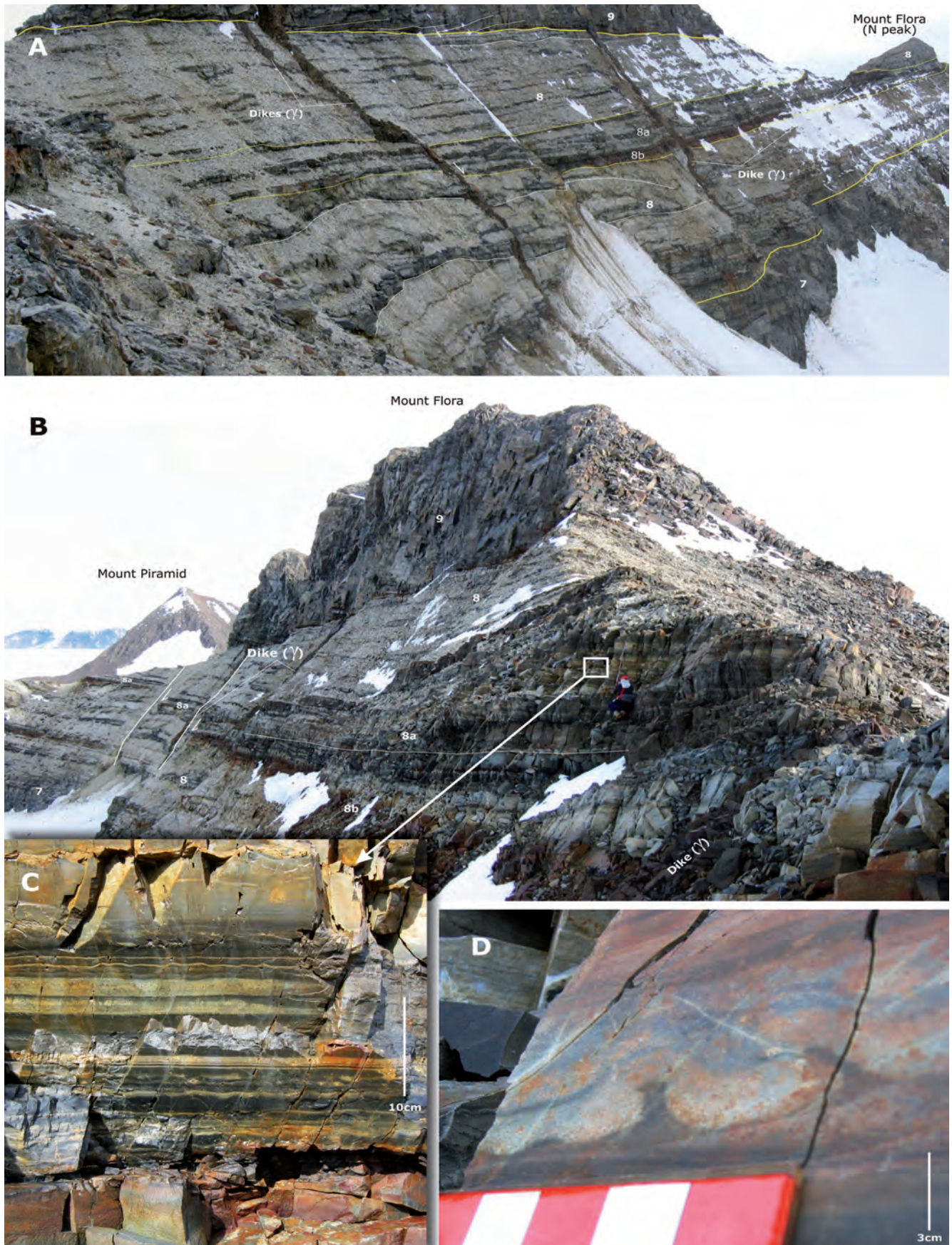


Figura 2.27.- Panorámicas de los miembros superiores de la KGF. **A.-** Vista Mb Kenney 3 (8), hacia el N con la marcada estratificación donde se observan clinoformas en los niveles oscuros (ignimbritas) y superficies erosivas. La base del Mb Kenney 4 (9), es ligeramente erosiva y sus capas presentan geometrías en *downlap* sobre la precedente. Fallas normales asociadas a la intrusión de los diques. **B.-** Vista Mb Kenney 3 hacia el S, mostrando engrosamiento de la unidad 8a y las capas estratificadas de *chert* sobre el contacto térmico rojizo (8b). Acuñaamiento de capas. Fallas. **C.-** Detalle de la laminación centimétrica y ondulada en las capas silíceas laminadas. **D.-** Laminación convolucionada asimétrica en las capas silíceas laminadas producida por escape de fluidos probablemente originados por sismos.

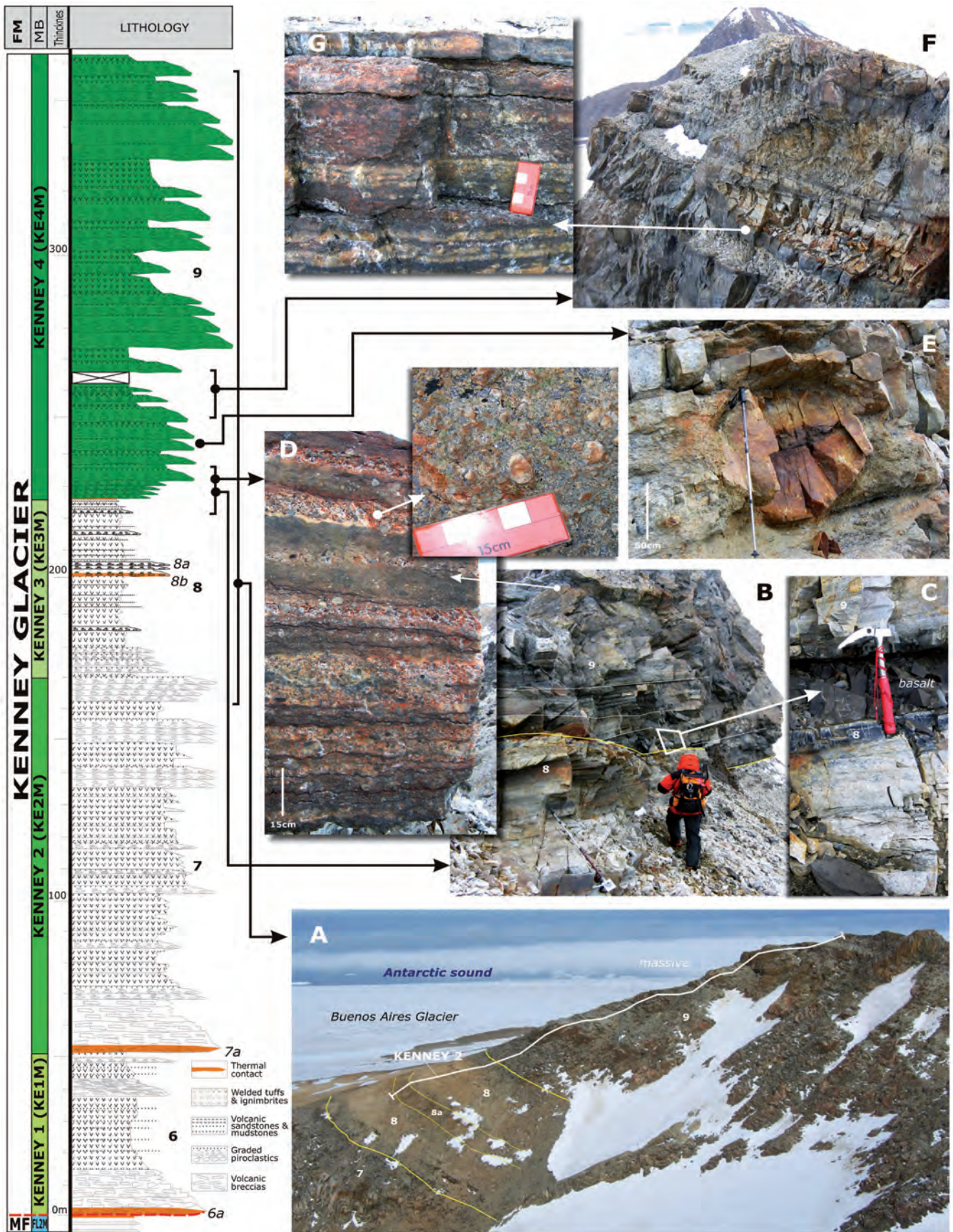


Figura 2.28.- Diferentes aspectos de campo del Mb Kenney 4 (9, KE4M) de la KGF, en las secciones Kenney 1, 2 y 3 (Fig. 2.21). **A.-** Panorámica en la sección Kenney 2 con las unidades registradas y la alternancia de tramos masivos y tableados. **B y C.-** Base de la unidad (sección Kenney 3) con un leve contacto térmico rojizo y colada basáltica centimétrica (detalle en C). Geometría en *downlap* de las capas de la unidad 9 sobre la infrayacente (8). **D.-** Secuencias decimétricas de brechas piroclásticas gradadas en los tramos masivos. Detalle del tamaño de grano. **E.-** Bomba volcánica métrica redondeada en la base de unidad (sección Kenney 1, Fig. 2.25A). **F.-** Alternancia de tobas soldadas y brechas piroclásticas en los tramos tableados (cima del Monte Flora, sección Kenney 3). Se aprecia acuñamiento de capas. **G.-** Secuencias decimétricas de menor granulometría en los tramos tableados.

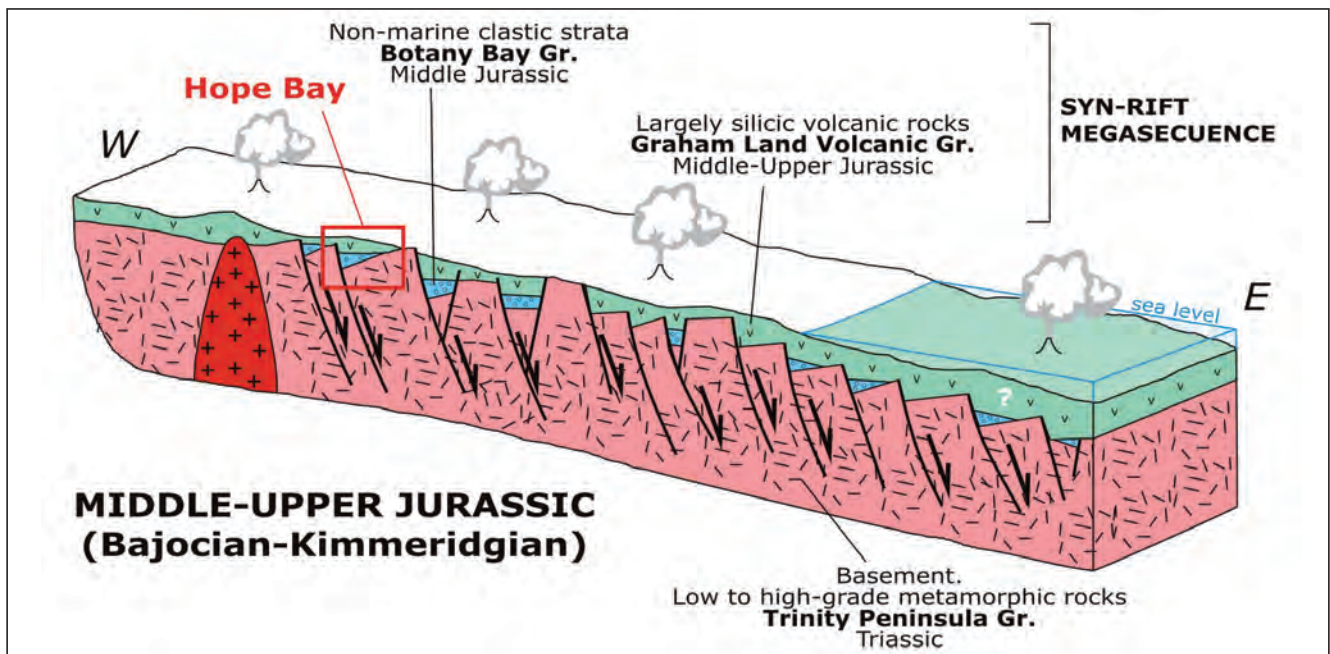


Figura 2.30.- Bloque diagrama esquemático con el modelo tectono-sedimentario general para el N de la Península Antártica a finales del Jurásico que muestra la gran extensión de los depósitos del Grupo Volcánico Graham Land, al que pertenece la Fm Kenney Glacier. El modelo también es extensible a la gran provincia ígnea (LIP) de Chon Aike-Antarctic Peninsula. Modificado de Hathway (2000).

2.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Gran parte del sustrato rocoso libre de hielo cartografiado, aparece recubierto por un conjunto de depósitos detríticos superficiales recientes, originados por diferentes procesos morfogenéticos, destacando sobre todos ellos, los relacionados con la actividad glaciar, pasada y actual puesto que durante el Último Máximo Glacial toda la zona estuvo cubierta por glaciares. El resto, con representación más limitada y discontinua, son el resultado de otros procesos geomorfológicos relacionados con la evolución de las vertientes, con la escorrentía superficial o de procesos litorales, a los que se les superponen retoques de la actividad periglacial.

Un estudio más amplio y detallado de todos estos depósitos se encuentra en el Capítulo de Geomorfología en la correspondiente descripción de depósitos superficiales.

2.4.1. Unidad cartográfica 10. Bloques y cantos angulosos con matriz areno-limosa. Till de fondo y morrenas

El hielo glaciar es capaz de transportar grandes cantidades de material rocoso a distancias considerables. Los procesos de arranque y transporte dan lugar a un efecto global de vaciado, ejerciendo sobre el lecho rocoso una acción de desgaste y arranque. Toda la carga sólida transportada por el hielo recibe el nombre genérico sedimentológico de *till*. El *till* se refiere también a los depósitos dejados por un glaciar, estando formado por una mezcla caótica, no consolidada, de fragmentos de cualquier tamaño, desde arcillas a grandes bloques que, por lo general, no suelen presentar ninguna estructuración interna. Litológicamente está compuesta por bloques "autóctonos", en el sentido de estar constituidos por material procedente de los afloramientos rocosos del entorno de los circos, paredes de los respectivos valles glaciares o de los nunataks que sobresalen en medio del hielo.

El vocablo "morrena" referido a depósito glaciar, aunque tiene una doble acepción morfológica y de depósito, se refiere preferentemente a la forma que adopta el propio depósito de *till*.

El material clástico transportado por el hielo se deposita en el borde o en el frente de las lenguas glaciares y, cuando el hielo se funde y retrocede, esos derrubios se acumulan formando las morrenas. Éstas tienen forma de cordón y pueden ser longitudinales (morrenas laterales) respecto a la dirección del flujo del hielo; o disponerse transversales, en el frente terminal de una lengua, denominándose morrenas terminales o frontales y que indican posiciones de avance o retirada del glaciar. Las morrenas laterales pueden presentarse adosadas a la pared rocosa del glaciar, o formar cordones separados de la misma. En el contacto hielo-roca se genera un *till* basal de acreción, que suele conformar una superficie irregular, en general con depósitos de escasa potencia que, cuando el hielo se retira, se denomina morrena de fondo, o simplemente manto de *till*, frecuentemente con asomos del sustrato rocoso con pulimentos y estrías.

Los depósitos morrénicos son las acumulaciones superficiales que ocupan la mayor extensión. Morrenas superficiales "activas", laterales o centrales aparecen sobre los hielos de los glaciares cartografiados, destacando las dos morrenas centrales del glaciar Depot (Fig. 2.31A), que ya llamaron la atención del propio Nordenskjöld, cuando descubrió la bahía; y las que aparecen delimitando el flujo entre los glaciares Pirámide y Buenos Aires. Las morrenas más antiguas o fósiles se disponen sobre las zonas libres de hielo o en los bordes del mismo, como los *till* de fondo que rellenan el valle de las Cinco Lagunas o recubren la plataforma intermedia, en la que se emplaza la laguna Boeckella, embalsada tras dos morrenas laterales. Toda una sucesión de arcos morrénicos frontales y de *till* de fondo, se disponen también sobre la plataforma de abriación superior, por retroceso del glaciar Flora (Fig. 2.31B).

2.4.2. Unidad cartográfica 11. Bloques y cantos angulosos. Taludes y conos de derrubios

En ambientes glaciares y periglaciales la persistencia de los procesos de meteorización ligados al hielo-deshielo conduce a la rotura de los materiales a favor de sus planos de discontinuidad tanto por contracciones debidas a descensos térmicos bruscos y deshidratación (termoclastia) como por crioclastia, debida al aumento

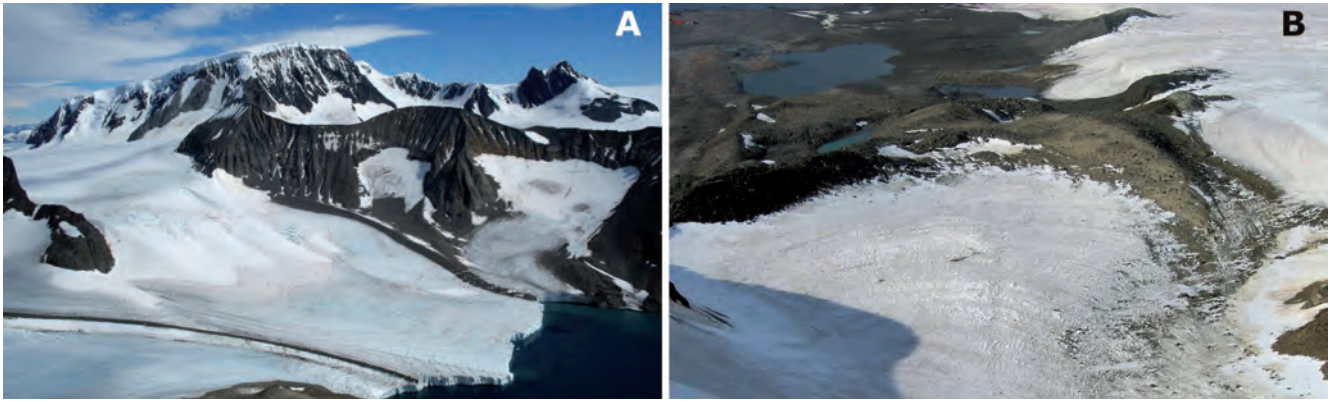


Figura 2.31.- Morrenas. **A.-** Morrenas laterales del glaciar Depot. Al fondo el Monte Taylor. **B.-** Arcos morrénicos en el frente del glaciar Flora.

del volumen del agua al congelarse en fisuras y poros de las rocas, dando lugar a clastos angulosos o gelifractos y a una desintegración granular.

La crioclastia es muy intensa, afectando tanto al sustrato rocoso como a los diferentes depósitos superficiales, dando lugar, a regolitos caóticos de cantos y bloques angulosos sueltos recubriendo *in situ* al sustrato rocoso o fraccionando aún más los propios depósitos detríticos. En laderas rocosas abruptas de origen glaciar o retocadas posteriormente, como es el caso los acantilados marinos de bahía Esperanza, la gelifración origina el retroceso del escarpe superior y alimenta por gravedad importantes y espectaculares taludes y conos de derrubios, dando lugar a laderas de cantil-talud con perfil cóncavo. Este tipo de depósitos alcanza su mayor desarrollo en las acumulaciones al pie del Monte Flora y también junto a la costa acantilada occidental (colinas Scar).

La granulometría de estos depósitos de vertiente depende del material original; en este caso las litologías coherentes, bien estratificadas e intensamente diaclasadas de las formaciones Mount Flora y Kenney Glacier o Hope Bay, resultan muy favorables para la gelifración, generando grandes bloques y cantos, a veces gravas, en su mayor parte angulosos (Fig. 2.32B). Dichos derrubios adoptan diversas formas, en este caso formando taludes continuos (*talus*) o vertientes de bloques, y conos de derrubios, acumulaciones individuales o múltiples, espaciados a lo largo del escarpe rocoso superior, a la salida de corredores o canales de avalancha (Fig. 2.32A).

En estas acumulaciones bien desarrolladas, se puede apreciar una clasificación de los clastos, estando los de menor tamaño en la parte superior y los mayores al pie consecuencia de su mayor energía

cinética. Este tipo de acumulaciones corresponden en la cartografía a depósitos sueltos, poco coherentes, constituidos por clastos heterométricos, cantos y bloques angulosos, con proporciones variables de matriz limo-arenosa; generalmente esta matriz acaba percolando desde la superficie hacia el interior del depósito por lo que superficialmente, el depósito muestra una estructura abierta.

La amplia ladera recta y de pendiente uniforme en que se abre la cresta meridional (espolón *Rollover* del Monte Flora), aparece cubierta de detritos muy posiblemente glaciares. Los movimientos diferenciales de dichos depósitos en su desplazamiento lento ladera abajo (reptación), debidos al *creep* de helada y la geliflujión, han modelado la misma en una sucesión escalonada de lóbulos o bancos de geliflujión alargados según la perpendicular a la pendiente.

2.4.3. Unidad cartográfica 12. Cantos redondeados y arenas. Terrazas marinas

El medio litoral es aquella zona de interacción mutua entre ambientes acuáticos (marinos) y terrestres. Los medios litorales se ven afectados por multitud de fenómenos, tanto marinos como continentales, pero los agentes más importantes a corto y medio plazo son el oleaje y las mareas, junto con las corrientes asociadas. A largo plazo el proceso que suele controlar la evolución de la línea de costa es la variación altitudinal del nivel medio marino, ligadas a oscilaciones glacio-eustáticas o a causas locales tectónicas o regionales, por deformaciones corticales de tipo isostático. En zonas próximas a los grandes casquetes de hielo, durante la deglaciación, tiene lugar una pérdida importante en el volumen de hielo y se produce un levantamiento cortical (rebote isostático),

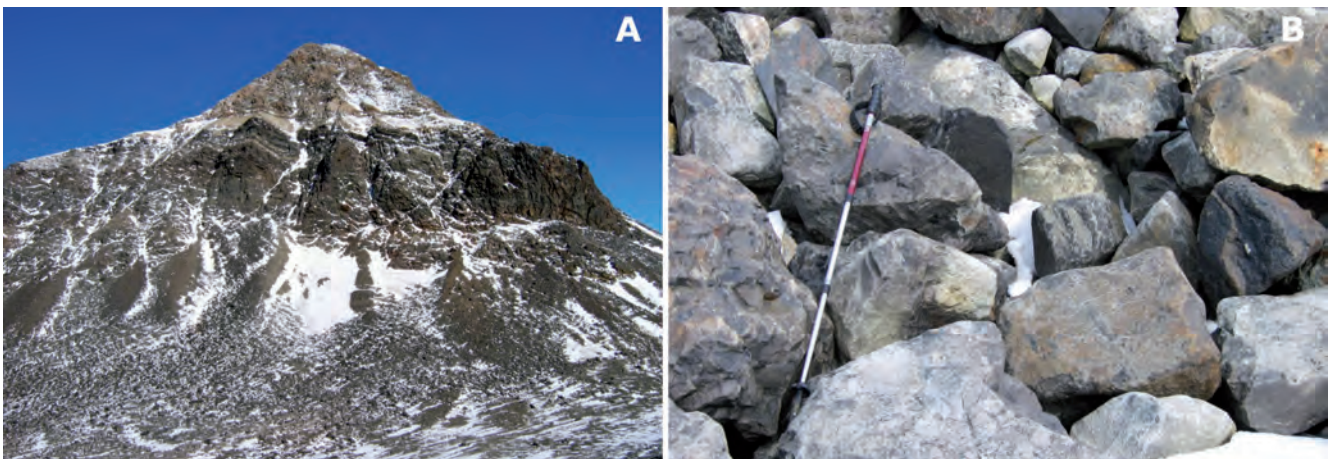


Figura 2.32.- Taludes y conos de derrubios. **A.-** Taludes de derrubios en la cara N del Monte Flora (*talus*), ubicados a la salida de corredores o canales de avalancha. **B.-** Detalle de la magnitud de los grandes bloques y cantos acarreados en su mayoría angulosos.

a una tasa (velocidad) que excede el efecto del incremento de volumen del océano, por lo que el nivel marino local cae y los depósitos litorales quedan topográficamente colgados formando terrazas marinas.

Las playas actuales de cantos y gravas son acumulaciones situadas en la franja litoral en cuya dinámica interviene fundamentalmente el oleaje, razón por la cual son morfologías en continuo reajuste. En este caso, tienen muy poco desarrollo (anchura) superficial, presentan un perfil característico ligeramente escalonado con decaimiento hacia el mar; pueden ser largas y rectas como en la costa Papúa-colinas Scar, o formar un conjunto de pequeñas playas o caletas separadas por promontorios rocosos. El origen de los materiales es variado, procediendo tanto de la redistribución de material torrencial depositado en su desembocadura como de la propia erosión y retroceso de la línea de costa para dar lugar a una plataforma de abrasión rocosa intermareal.

En caleta Cabaña y en el entorno de la base, aparecen dos niveles discontinuos de terrazas marinas, antiguas playas marinas emplazadas entre los +5 m y los +10-15 m. Son de dimensiones reducidas y en algunos casos muy antropizados y en parte recubiertos por depósitos posteriores de *till*. Niveles equivalentes a éstos, también se reconocen hacia el interior de la bahía, en el entorno de costa Papúa.

Los depósitos que constituyen la terraza marina están formados por conglomerados poligénicos, sobre los cuales suele haber de-

pósitos de *till* posteriores. El depósito de la terraza marina de +5 m sobre la que se erigen las cruces de los dos pequeños túmulos de Burd (meteorólogo) y Green (geólogo), fallecidos en el incendio de la "Station D" británica (Fig. 2.33A), presenta varios cortes naturales que muestran un depósito bastante compacto y trabado de poco espesor (1,5-2,5 m), conformado por cantos y gravas subredondeadas con escasa matriz arenosa, observándose cierta ordenación horizontal en los cantos de forma aplana-

2.4.4. Unidad cartográfica 13. Gravas, arenas y limos. Deltas

Estos depósitos se originan por la interacción de procesos fluviales (terrestres) y litorales (marinos). Este es el caso de dos de los cursos superficiales más importantes, como son los arroyos Trinidad y Prasiola, que desembocan ambos al mar en caletas poco profundas como caleta Cabaña y Águila respectivamente. Aquí construyen sobre la plataforma rocosa intermareal discretos *fan deltas* con los materiales transportados por la escorrentía (Fig. 2.34A). En el caso del arroyo Prasiola, emisario de la laguna Boeckella, la formación de este *fan delta* fue en su mayor parte consecuencia directa del pico de escorrentía y procesos termokársticos asociados que tuvieron lugar en el tramo superior inmediatamente por debajo de la laguna, por desbordamiento y colapso del dique de cierre de la Laguna Boeckella, acaecido en enero del 2005, tras unos días de intensas lluvias y temperaturas anormalmente cálidas (+13° C) (Fig. 2.34B).

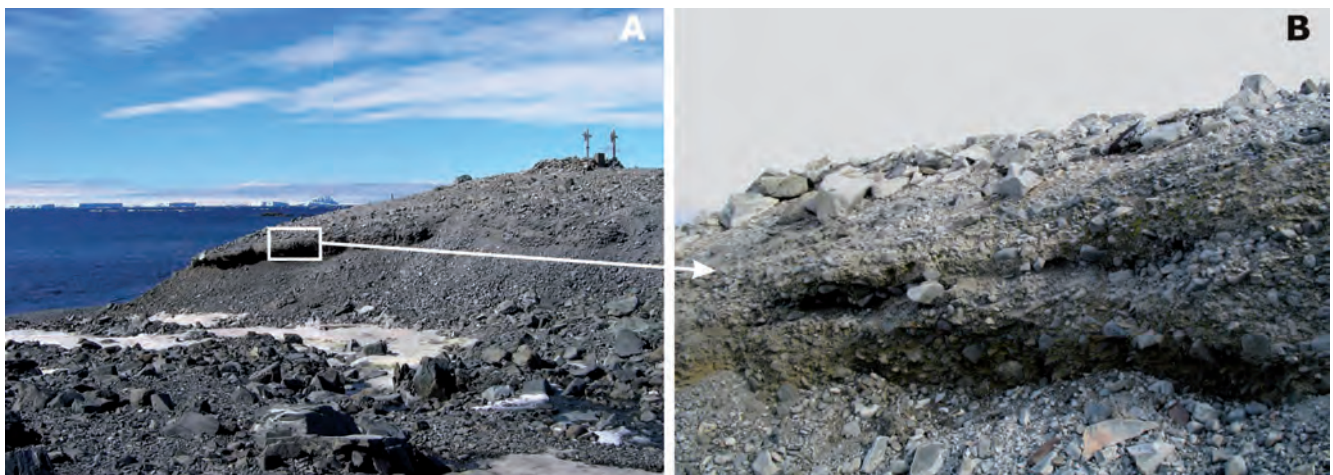


Figura 2.33.- Terrazas marinas. **A.-** Terraza marina +5 m, cercana a la antigua "Station D" británica, donde se encuentran los túmulos funerarios erigidos *in memoriam* de los científicos fallecidos en el incendio accidental de la misma en 1948. **B.-** Detalle donde se reconocen cantos poligénicos redondeados a subredondeados y matriz arenosa relativamente compacta, con una cierta laminación tendida.

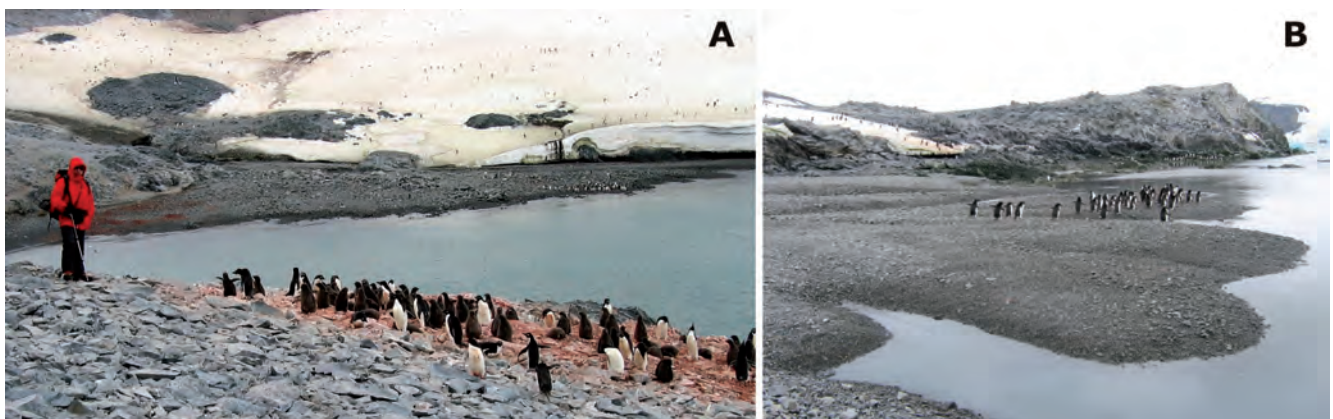


Figura 2.34.- Deltas. **A.-** Pequeño delta en la desembocadura del arroyo Prasiola (emisario de la laguna Boeckella). **B.-** Lóbulos deltáicos después del desbordamiento de la laguna Boeckella en enero de 2005.

2.4.5. Unidad cartográfica 14. Limos, arenas y gravas. Fondo de valle

La presencia de escorrentía superficial organizada en una red de drenaje se debe principalmente a la ablación (deshielo) de los glaciares y a la fusión de la cubierta nival, durante el verano antártico, cuando los procesos de descongelamiento se hacen máximos y la lluvia empieza a ser un fenómeno habitual. El desarrollo de la red de drenaje tiene relación con el tránsito de una escorrentía superficial difusa a concentrada; sus cursos asociados presentan un régimen estacional, discontinuo y en general escaso. Sin embargo, en las mayores descargas, tiene una cierta capacidad erosiva y de transporte en especial sobre *tills* sueltos, transportando y redistribuyendo estos sedimentos. Puesto que los caudales son más bien limitados y las distancias relativamente cortas, los depósitos que se originan son de carácter torrencial: cantos y gravas subangulosos a subredondeados con matriz arenosa con escasa organización interna salvo alguna imbricación de cantos en las mayores acumulaciones (Fig. 2.35A).

En otros casos, donde la escorrentía es relativamente baja o el perfil tiene poca pendiente, dan lugar a discretos depósitos aluviales o de arroyada ocupando pequeños fondos de valle o de vaguadas con abundantes finos (Fig. 2.35B).

2.4.6. Unidad cartográfica 15. Gravas, arenas y limos. Abanicos aluviales

Este tipo de acumulaciones, al igual que las del apartado anterior, están originadas por la escorrentía superficial debida principalmente a la ablación (deshielo) de los glaciares Flora y Buenos Aires. Así, los arroyos Flora y Skúa remobilizan los materiales de los depósitos morrénicos circundantes, que son depositados sobre la plataforma de abrasión glaciar de la margen meridional de la laguna Boeckella, formando pequeños abanicos coalescentes proglaciares muy planos (Fig. 2.36A). El transporte es escaso por lo que los clastos del *till* apenas sufren desgaste, mostrando estratificación cruzada planar (Fig. 2.36B) en los depósitos distales progradantes sobre la laguna (depósitos de *fan delta* lacustre).

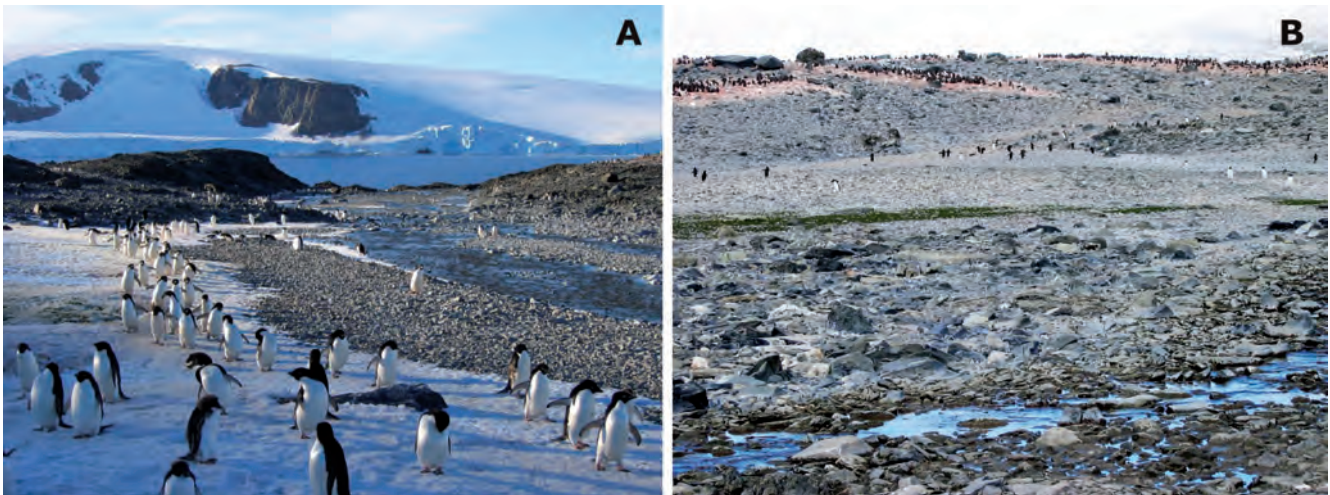


Figura 2.35.- Fondos de valle. **A.-** Depósitos aluviales del tramo final del arroyo Papúa. Pingüinos Adelia. Al fondo bahía Esperanza. **B.-** Depósitos de limos finos y musgos en el fondo de vaguada sobre plataforma intermedia en un afluente del arroyo Prasiola. Al fondo depósitos morrénicos sobre las que se instalan algunas de las pingüineras de la especie Adelia.



Figura 2.36.- Abanicos aluviales. **A.-** Abanicos coalescentes proglaciares muy planos en la margen meridional de la laguna Boeckella. **B.-** Estratificación cruzada planar en los depósitos distales progradantes sobre la laguna.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AITKENHEAD, N. (1975): The geology of the Duse Bay-Larsen Inlet area, North-East Graham Land (With particular reference to the Trinity Peninsula Series). *Science Reports of British Antarctic Survey*, 51: 62 p.
- ANDERSSON, J.G. (1906): On the geology of Graham Land. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 7: 19-71.
- BALDONI, A.M. (1986): Características generales de la megafloora, especialmente de la especie *Ptilophyllum antarcticum*, en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior de Antártida y Patagonia, Argentina. *Boletín IG-USP, Instituto de Geociencias, Univ. de Sao Paulo*, 17: 77-87.
- 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 pp.
- BIRKENMAJER, K. (1992): Trinity Peninsula Group (Permo-Triassic?) at Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 13(3-4): 215-240.
- (1993a): Jurassic terrestrial clastics (Mount Flora Formation) at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, 41(1): 23-38.
- (1993b): Geology of late Mesozoic magmatic rocks at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, 41(1): 49-62.
- BIRKENMAJER, K. and DOKTOR, M. (1988): Sedimentary features of the Trinity Peninsula Group (Triassic?) at Paradise Harbour, Danco Coast, West Antarctica. Preliminary report. *Studia Geologica Polonica*, 95: 65-74.
- BIRKENMAJER, K. and OCIEPA, A.M. (2008): Plant-bearing Jurassic strata at Hope Bay, Antarctic Peninsula (West Antarctica); geology and fossil plant description. *Studia Geologica Polonica*, 128: 5-96.
- BRYAN, S.E.; CONSTANTINE, A.E.; STEPHENS, C.J.; EWART, A.; SCHON, R.W. and PARIANOS, J. (1997): Early Cretaceous volcano-sedimentary successions along the eastern Australian continental margin: Implications for the break-up of eastern Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 153: 85-102.
- CAS, R. and WRIGHT, J. (1987): *Volcanic successions*. Allen and Unwind. London. 528 p.
- 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 WACHTER, M. (2003): Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 163: 85-110.
- COLOMBO, F. y MARTÍ, J. (1992): Depósitos Volcano sedimentarios. En: *Sedimentología* (Arche, A., ed.). CSIC. Colección Nuevas Tendencias, 2: 273-347.
- 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.
- ELLIOT, D.H. (1965): Geology of north-western Trinity Peninsula, Graham Land. *British Antarctic Survey Bulletin*, 7: 1-223.
- ELLIOT, D.H. and GRACANIN, T.H. (1983): Conglomeratic strata of Mesozoic Age at Hope Bay, northern Antarctic Peninsula. In: *Antarctic earth Science* (Oliver, R.L., James, P.R. and Jago, J.B., eds.). Canberra. Australian Academy of Science: 303-307.
- ELLIOT, D.H. and WELLS, N.A. (1982): Mesozoic alluvial fans of the South Orkney Islands. In: *Antarctic Geoscience* (Craddock, C. ed.). University of Wisconsin Press, Madison: 235-244.
- FANNING, C.M. and LAUDON, T.S. (1999): Mesozoic volcanism, plutonism and sedimentation in eastern Ellsworth land, West Antarctic. In: *8th International symposium on Antarctic Earth Sciences, programme and abstracts* (Skinner, D.N.B., ed.). Victoria University of Wellington, New Zealand: 102.
- 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.
- GEE, C.T. (1989): Revision of the late Jurassic/early Cretaceous flora from Hope Bay, Antarctica. *Palaeontographica*, 213(4-6): 149-214.
- GONZÁLEZ-BONORINO, G. (1992): Carboniferous glaciation in Gondwana. Evidence for grounded marine ice and continental glaciation in southwestern Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91: 363-375.
- HALLE, T.G. (1913): The Mesozoic flora of Graham Land. *Wissenschaftliche ergebnisse der Schwedischen Südpolar-expedition 1901-1903*: 3(14).
- HALPERN, M. (1965): The geology of the General Bernardo O'Higgins area, northwest Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of the Antarctic* (Hadley, J.B., ed.). *Am. Geophys. Union*: 177-209.
- HATHWAY, B. (2000): Continental rift to back-arc basin: stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 417-432.
- HEREDIA, N.; MONTES, M.J.; NOZAL, F.; GALLASTEGUI, G. y DEL VALLE, R. (2005): The Gondwanic Orogenic Cycle in the Tabarin Peninsula (Antarctica). In: *Gondwana 12*, (Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D., eds.), Academia Nacional de Ciencias, Mendoza, Argentina, 196.
- HEREDIA, N.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2004): Evolución gondwánica de la Península Tabarin (península Antártica). In: *Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. DNA-IAA, Buenos Aires.
- HERVÉ, F.; FANNING, C.M. and PANKHURST, R.J. (2003): Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 107-123.
- HUNTER, M.A.; CANTRILL, D.J.; FLOWERDEW, M.J. and MILLAR, I.L. (2005): Middle Jurassic age for the Botany Bay Group: implications for Weddell Sea Basin creation and southern hemisphere biostratigraphy. *Journal of the Geological Society of London*, 162: 745-8.
- HUNTER, M.A.; RILEY, T.R.; CANTRILL, D.J.; FLOWERDEW, M.J. and MILLAR, I.L. (2006): A new stratigraphy for the Latady Basin, Antarctic Peninsula: Part 1, Ellsworth Land Volcanic Group. *Geological Magazine*, 143: 777-96.
- HYDEN, G. and TANNER, P.W.G. (1981): Late Palaeozoic-Early Mesozoic fore-arc basin sedimentary rocks at the Pacific Margin in western Antarctic. *Geologisches Rundschau*, 70: 529-541.
- 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.
- MEDWELL, L.N. (1954a): A review and revision of the flora of the Victorian Lower Jurassic. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 65: 63-111.
- (1954b): Fossil plants from Killara, near Casterton. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 66: 17-23.

- MILLER, H.; LOSKÉ, W. and KRAMM, U. (1987): Zircon provenance and Gondwana reconstruction: U-Pb data on detrital zircons from Trinity Peninsula Formation metasandstones. *Polarforschung*, 57(1/2): 59-69.
- MONTES, M.; NOZAL, F. y SANTILLANA, S. (2019b): 3- Estratigrafía del Grupo Seymour Island. Paleoceno-Eoceno. In: *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.; 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.
- MOREL, E.M.; ARTABE, A.E.; GANUZA, D.G. y BREA, M. (1994): Las plantas fósiles de la Formación Monte Flora, en Bahía Botánica, Península Antártica, Argentina. 1. Dipteridaceae. *Ameghiniana*, 31: 23-31.
- OCIEPA, A.M. (2007): Jurassic liverworts from Mount Flora, Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 28(1): 31-36.
- OCIEPA, A.M. and BARBACKA, M. (2011): *Spesia antarctica* gen. et sp. nov.- a new fertile fern spike from the Jurassic of Antarctica. *Polish Polar Research*, 32(1): 59-66.
- ORLANDO, H. (1971): Las floras fósiles de Antártida occidental y sus relaciones estratigráficas. *Contribución del Instituto Antártico Argentino*, 140.
- PACIULLO, F.V.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R. and TROUW, R.A. (2002): Facies association in the Permian?-Triassic Hope Bay Formation, Antarctic Peninsula. *Royal Society of New Zealand Bulletin*, 35: 175-183.
- PANKHURST, R.J. (1983): Rb-Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula. In: *Antarctic Earth Science*. (Oliver, R.L., James, P.R. y Jago, J.B. eds.). Canberra, Australian Academy of Science: 367-371.
- PANKHURST, R.J.; RAPELA, C.W.; FANNING, C.M. and MARQUEZ, M. (2006): Gondwanide Continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76: 235-257.
- PANKHURST, R.J.; RILEY, T.R.; FANNING, C.M. and KELLEY, S.P. (2000): Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctica Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5): 605-625.
- REES, P.M. (1990): *Palaeobotanical contributions to the Mesozoic geology of the northern Antarctic Peninsula region*. Tesis de doctorado inédita, Royal Holloway y Bedford New College, University of London.
- (1993a): Dipterid ferns from the Mesozoic of Antarctica and New Zealand and their stratigraphical significance. *Palaeontology*, 36(3): 637-656.
- (1993b): Caytoniales in early Jurassic floras from Antarctica. *Geobios*, 26(1): 33-42.
- (1993c): Revised interpretations of Mesozoic palaeogeography and volcanic arc evolution in the northern Antarctic Peninsula region. *Antarctic Science*, 5: 77-85.
- REES, P.M. and CLEAL, C.J. (1993): Marked Polymorphism in Archangelskya furcata, a pteridospermous frond from the Jurassic of Antarctica. *Special Papers in Palaeontology*, 49: 85-100.
- (2004): Lower Jurassic floras from Hope Bay and Botany Bay, Antarctica. *Special Papers in Palaeontology*, 72: 1-90.
- RILEY, T.R.; FLOWERDEW, M.J.; HUNTER, M.A. and WHITEHOUSE, M.J. (2010): Middle Jurassic rhyolite volcanism of eastern Graham Land, Antarctic Peninsula: age correlations and stratigraphic relationships. *Geological Magazine*, 147(4): 581-595.
- RILEY, T.R.; LEAT, P.T.; PANKHURST, R.J. and HARRIS, C. (2001): Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, 42(6): 1043-1065.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; BASEI, M.A.; NUTMAN, A.P.; KLEIMAN, Laura E.; VARELA, R.; LLAMBIAS, E.; CANILE, F.M. and DA ROSA, O.C. (2011): 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, 19: 509-523.
- SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the I.U.G.S. subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geology. The Geological Society of America*, 9: 41-43.
- SCHOPF, J.M. (1973): Plant material from the Miers Bluff Formation of the South Shetland Islands. *Ohio State Univ, Inst. Polar Stud., Rept.*, 45: 1-43.
- SELF, S. and WRIGHT, J. (1983): Large wave forms from the Fish Canyon Tuff, Colorado. *Geology*, 2: 443-446.
- SENGUPTA, S. (1988): Upper Gondwana stratigraphy and palaeobotany of Rajmahal Hills, Bihar, India. *Memoirs of the Geological Survey of India. Palaeontologica Indica, New Series*, 68: 1-182.
- SMELLIE J.L. (1987): Sandstone detrital modes and basinal setting of the Trinity Peninsula Group, Northern Graham Land, Antarctic Peninsula: A preliminary study. In: *Gondwana VI: Structure, tectonics and geophysics* (McKenzie, G.D. ed.). *Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union*, 40: 199-207.
- (1991): Stratigraphy, provenance and tectonic setting of Late Palaeozoic (?)–Triassic sedimentary sequences in northern Graham Land and South Scotia Ridge. In: *Geological Evolution of Antarctica* (Thomson, M., Game, J. and Thomson, J. eds.). Cambridge Univ. Press: 411-417.
- SOUZA CARVALHO, I.; SEQUEIRA, A.; ANDREIS, R.; VITO, F.; PACIULLO, F.; RIBEIRO, A. and TROUW, R. (2005): The Ichnofossils of the Triassic Hope Bay Formation, Trinity Peninsula Group, Antarctic Peninsula. *Ichnos: An International Journal for Plant and Animal Traces*, 12(3): 191-200. DOI: 10.1080/10420940591009178.
- STIPANIC, P. y BONETTI, M. (1970): Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas 11. Flora doggerianas y málmicas. *Ameghiniana*, 7: 101-118.
- TAYLOR, B.J. [sin fecha]: Middle Jurassic plant material from Mount Flora, Hope Bay. Unpublished report, *British Antarctic Survey Archives Ref ES3/GY30/6/1*.
- TESSIER B.; ARCHER A.; LANIER, W. and FELDMAN, H. (1995): Comparison of ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Saint-Michel, France). *Spec. Publs int. Ass. Sedimentologist*, 24: 259-271.
- THOMSON, M. (1975a): First marine Triassic fauna from the Antarctic Peninsula. *Nature*, 257: 577-578.
- (1975b): New palaeontological and lithological observations on the Legoupil Formation, northwestern Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 41-42: 169-185.
- THOMSON, M. and PANKHURST, R.J. (1983): Age of post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region. In: *Antarctic Earth Science* (Oliver, R., James, P. and Jago, J., eds.). Australian Academy of Science, Canberra: 328-333.

- TOKARSKI, A.K. (1989): Structural development of Legoupil Formation at Cape Legoupil, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 10 (4): 587-603.
- TROUW, R.A.J.; PANKHURST, R.J. and RIBEIRO, A. (1997): On the relation between the Scotia Metamorphic Complex and the Trinity Peninsula Group, Antarctic Peninsula. In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C.A., ed.). Terra Antarctica Publication, Siena: 383-389.
- TROUW, R.A.J.; PANKHURST, R.J. and RIBEIRO, A. (1997): On the relation between the Scotia Metamorphic Complex and the Trinity Peninsula Group, Antarctic Peninsula. In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C.A., ed.). Terra Antarctica Publication, Siena: 383-389.
- ZEUNER, F.E. (1959): Jurassic beetles from Graham Land, Antarctica. *Palaeontology*, 1(4): 407-409.

3. ROCAS ÍGNEAS

G. Gallastegui, L. González-Menéndez, P. Valverde, A. Cuesta, F. Nozal y M. Montes

Índice del capítulo

3. ROCAS ÍGNEAS	65
3.1. MAGMATISMO TABARIN	65
3.2. MAGMATISMO ANDINO	67
3.2.1. Magmatismo Jurásico	67
3.2.2. Magmatismo Cretácico	71
3.2.2.1. Aspectos de campo y condiciones de afloramiento	71
3.2.2.1.1. <i>Unidad cartográfica α. Granodioritas</i>	71
3.2.2.1.2. <i>Unidad cartográfica β. Gabros</i>	71
3.2.2.1.3. <i>Unidad cartográfica γ. Diques</i>	71
3.2.2.2. Edad de la unidad α. Granodioritas (collado Gallegos)	73
3.2.2.2.1. <i>Método</i>	73
3.2.2.2.2. <i>Resultado</i>	75
3.2.2.3. Petrografía	75
3.2.2.4. Geoquímica	79
3.2.2.4.1. <i>Métodos analíticos</i>	79
3.2.2.4.2. <i>Geoquímica de elementos mayores y traza</i>	80
3.2.2.4.3. <i>Geoquímica isotópica</i>	81
3.2.2.4.4. <i>Interpretación y discusión</i>	81
3.2.2.4.5. <i>Contexto Geodinámico</i>	83
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84

3. ROCAS ÍGNEAS

En el arco magmático de la Península Antártica (Fig. 3.1) que aflora en la península Tabarin, situada en el extremo septentrional de dicha península, existe actividad magmática relacionada con el **Ciclo Orogénico Tabarin** (antes ciclo orogénico Gondwánico), recientemente definido por Heredia *et al.* (2016, 2018), y con el **Ciclo Orogénico Andino**. Las rocas ígneas se desarrollan en diferentes episodios magmáticos que son asimismo reconocibles a lo largo de la Cordillera de los Andes, de la que la Península Antártica constituyó la prolongación meridional permaneciendo unida a su extremo patagónico hasta el Cretácico, cuando el continente antártico se separó de Sudamérica.

En este sector septentrional de la península Tabarin se reconocen tres etapas principales de actividad ígnea. La primera, relacionada con el Ciclo Orogénico Tabarin, es de naturaleza volcánica y se desarrolla en la parte alta del Grupo Trinity Peninsula, Fm Düse Bay (Triásico), que no aflora en el mapa de bahía Esperanza pero sí en

áreas próximas. Las otras dos etapas de actividad ígnea tienen lugar durante el Ciclo Orogénico Andino y consisten en un vulcanismo que tiene su mayor expresión en la Fm Kenney Glacier de edad Jurásico Superior y un magmatismo de carácter intrusivo a subvolcánico que se desarrolló en el Cretácico Superior y está bien representado en el mapa de bahía Esperanza así como en áreas adyacentes que también serán consideradas en esta memoria (Fig. 3.1).

3.1. MAGMATISMO TABARIN

Este magmatismo consiste en niveles volcánicos intercalados en la Fm Düse Bay (Heredia *et al.*, 2004) del Grupo Trinity Peninsula, constituida por areniscas y lutitas con intercalaciones de conglomerados y calizas (del Valle *et al.*, 2001; Heredia *et al.*, 2004, 2005, 2006), así como areniscas y conglomerados volcanogénicos, *debris flow* o epiclásticos, que incorporan gran cantidad de fragmentos líticos de rocas volcánicas coherentes, plutónicas, metamórficas y sedimentarias. Como ya se adelantó, la Fm Düse Bay no aflora en el mapa de bahía Esperanza pero sí en áreas próximas

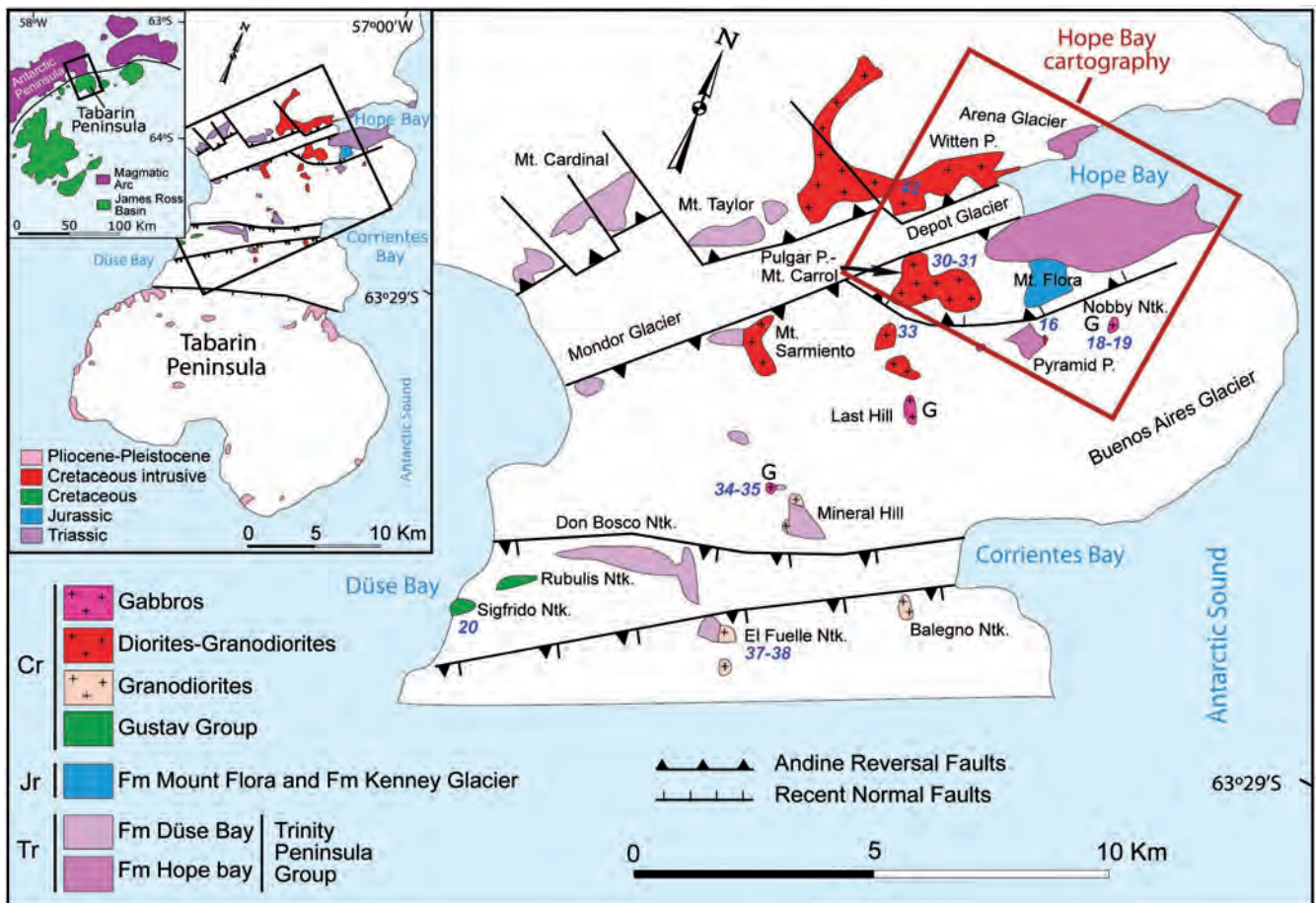


Figura 3.1.- Mapa geológico del sector norte de la península Tabarin, con la situación del área cubierta por el mapa de bahía Esperanza. Basado en del Valle *et al.* (2007). Tr: Triásico, Jr: Jurásico, Cr: Cretácico. Se incluye la situación de las muestras (números en azul) utilizadas para la caracterización geoquímica del magmatismo Cretácico en el mapa de bahía Esperanza y su entorno. Se indican también los pequeños afloramientos de rocas gabbroicas (G).

(Fig. 3.1). Las intercalaciones volcánicas de esta formación han sido estudiadas en el cerro Cardinal (Fig. 3.1) y corresponden a rocas volcanoclásticas que incluyen depósitos formados por caída de piroclastos y flujos piroclásticos (ignimbritas) (Fig. 2.13D).

Los depósitos formados por caída de piroclastos son lapilli-*tuffs* y *tuff*-brechas con piroclastos, hasta 2 cm en lámina delgada, inmersos en una matriz de grano muy fino, probablemente cenizas volcánicas con fragmentos de vidrio cloritizado, de formas muy irregulares y desflecadas, y de carbonatos (Fig. 3.2 A). En otros casos los piroclastos están inmersos entre carbonatos y material volcánico cloritizado rico en opacos y fragmentos lenticulares de vidrio volcánico desvitrificados a alta temperatura a clorita con disposición axiolítica (Mcphie *et al.*, 1993). Los piroclastos son basaltos vesiculares (escoria) con bordes irregulares y pueden estar aplastados indicando que son fragmentos no consolidados (Figs. 3.2A y B). Están constituidos por vidrio basáltico de tipo sideromelana parcialmente transformada a palagonita (Figs. 3.2B y C) por alteración e hidratación a baja temperatura y, en estados más avanzados de alteración, a clorita, carbonatos y opacos (Mcphie *et al.*, 1993; Gifkins *et al.*, 2005). Las vesículas son amígdalas rellenas de clorita, carbonatos o agregados micro-criptocristalinos no identificables. Además, contienen pseudomorfos de olivino o piroxeno reemplazados por carbonatos (Fig. 3.2C). En otros piroclastos vesiculares la matriz es microcristalina muy oscura o esferulítica y además de pseudomorfos de olivino o piroxeno con-

tienen fragmentos de vidrio desvitrificado a alta temperatura a clorita con disposición axiolítica (Fig. 3.2D).

Los depósitos formados por flujos piroclásticos incorporan abundantes fragmentos de lutitas y calizas de la Fm Düse Bay en la que se encuentran intercalados (Fig. 3.3A). Existe una intensa interacción entre el flujo piroclástico y los sedimentos a los que disgrega en fragmentos de muy pequeño tamaño. Además, la ignimbrita penetra en las lutitas indicando que eran sedimentos poco consolidados cuando fueron incorporados en el flujo piroclástico (Fig. 3.3B). Los piroclastos están transformados a clorita y agregados micro-criptocristalinos no identificables, por desvitrificación a baja temperatura. Asociada a la clorita son abundantes cristales anhedrales de titanita. La roca presenta una foliación planar o textura eutaxítica (Cas y Wright, 1987) (Fig. 3.3C) adquirida por la soldadura y aplastamiento de los piroclastos o por compactación diagenética, que provoca la pérdida de identidad de los piroclastos, dando lugar a una aparente textura coherente característica de depósitos piroclásticos densamente soldados, como ignimbritas reomórficas o similares a lavas (*lava-like ignimbrites*; Mcphie *et al.*, 1993 y referencias incluidas). Si bien esta interacción magma y sedimentos también se puede originar en la base de coladas de lavas en contacto con sedimentos poco consolidados, en este caso todavía se reconocen vestigios de piroclastos de vidrio cloritizado (*glass shard*) muy alargados, piroclastos cloritizados con terminaciones desflecadas (*fiammes*) y piroclastos lenticulares

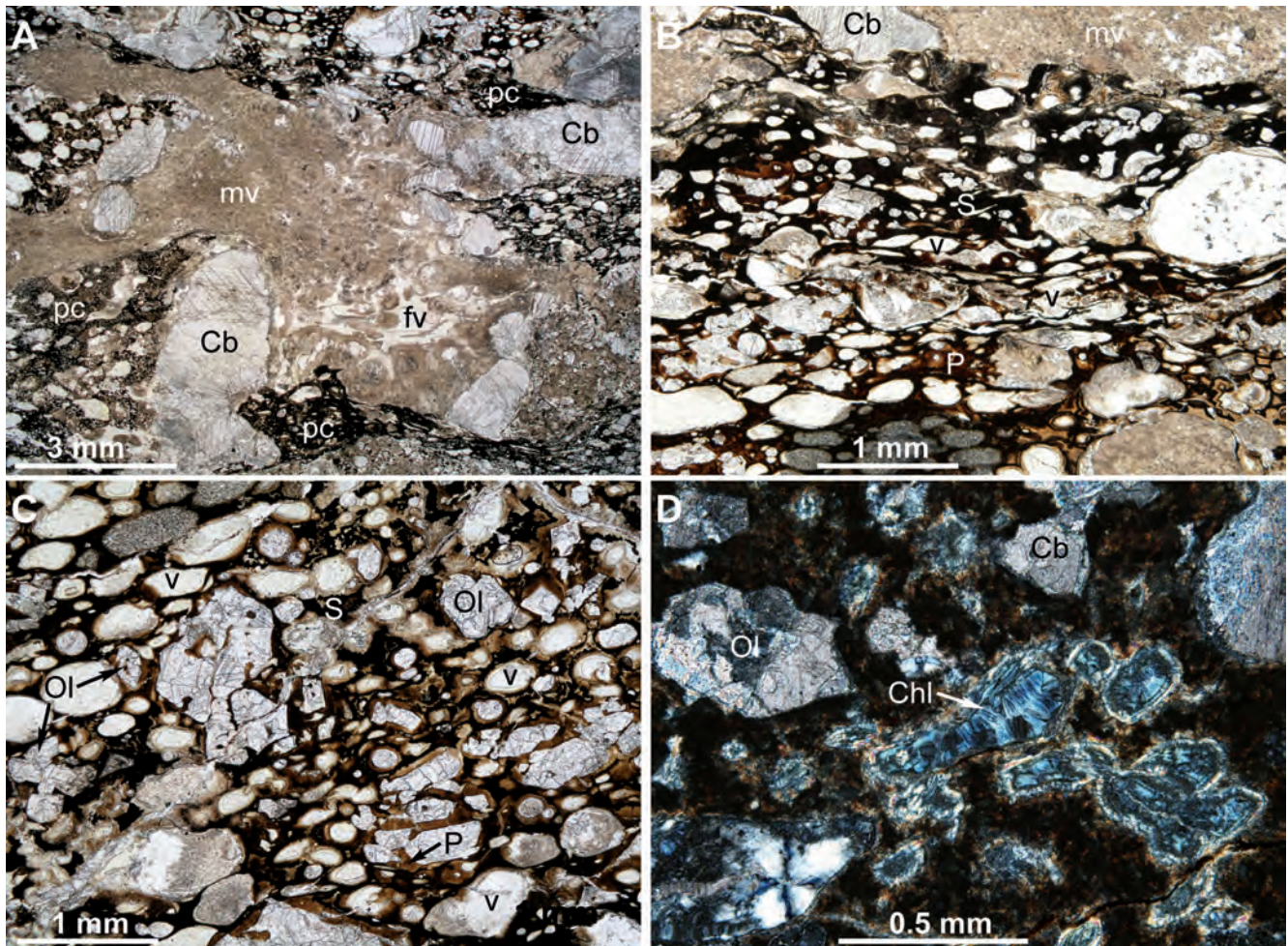


Figura 3.2.- Fotomicrografías. **A.-** Piroclastos vesiculares (pc), algunos aplastados (inferior derecha), y matriz de cenizas volcánicas (mv) con fragmentos de vidrio cloritizado (fv) y de carbonatos (Cb). **B.-** Piroclasto de sideromelana (S) transformada a palagonita (P) con vesículas (v) aplastadas. **C.-** Piroclasto de sideromelana (S) transformada a palagonita (P) muy vesicular (v) y pseudomorfos de olivino (Ol) y quizá piroxenos reemplazados por carbonatos. **D.-** Piroclasto de matriz microcristalina con fragmentos de vidrio volcánico desvitrificados a clorita (Chl) axiolítica y pseudomorfos de olivino (Ol) reemplazados por carbonatos (Cb). **A, B, C.-** Nícoles paralelos. **D.-** Nícoles cruzados.

con desvitrificación de alta temperatura a clorita axiolítica (Figs. 3.3C y D).

Estos depósitos piroclásticos se habrían formado en unas condiciones subaéreas o marinas someras y en relación con sedimentos poco consolidados. La abundancia de rocas volcánicas permite considerar la formación sinorogénica Düse Bay como una secuencia que se habría depositado en una cuenca de antepaís de retroarco relacionada con el orógeno de subducción Tabarin recientemente descrito por Heredia *et al.* (2016, 2018).

3.2. MAGMATISMO ANDINO

Durante el ciclo orogénico Andino se desarrollaron dos episodios principales de actividad magmática, el primero corresponde a un vulcanismo que tuvo lugar en el Jurásico y el segundo a un magmatismo intrusivo-subvolcánico en el Cretácico Superior.

3.2.1. Magmatismo Jurásico

En la Fm Mount Flora existen algunos niveles volcánicos intercalados, pero es en el Jurásico Superior cuando se desarrolla un intenso vulcanismo que constituye la Fm Kenney Glacier (Fig. 3.1) perteneciente al Grupo Volcánico Antarctic Peninsula (Thomson y Pankhurst, 1983) y más recientemente denominado Grupo Vol-

cánico Graham Land (Riley *et al.*, 2010). Las rocas volcánicas son principalmente piroclásticas y consisten en depósitos formados por caída de piroclastos, flujos piroclásticos, ignimbritas, depósitos epiclásticos y niveles subordinados de lavas coherentes riolíticas. Una descripción detallada de estos depósitos en los cuatro miembros distinguidos en la Fm Kenney Glacier se encuentra en el apartado 2.3 del Capítulo 2- Estratigrafía. Evidentemente el estudio petrográfico realizado en lámina delgada no es representativo de los depósitos constituidos por piroclastos de tamaños superiores a 4 cm, como lapillis, *tuffs*-brechas y brechas piroclásticas, de acuerdo con la clasificación de rocas piroclásticas primarias en base al porcentaje relativo de ceniza (<2mm), lapilli (0.2-6.4 cm), bloques y bombas (>6.4 cm) (Fisher, 1966).

En el **Miembro Kenney 1** (unidad 6) las muestras estudiadas corresponden a los niveles volcánicos predominantes en este tramo de la serie, descritos como depósitos de tobas soldadas de color beige y tramos de color más claro formados por flujos piroclásticos.

Los depósitos formados por caída de piroclastos son *tuffs* constituidos mayoritariamente por piroclastos vítreos soldados de tamaño ceniza (*ash-fall tuffs*) desvitrificados a baja temperatura y dando lugar a una matriz microcristalina de cuarzo \pm feldespato potásico \pm clorita. En la matriz destacan en tamaño algunos cristales de cuarzo y plagioclasa y escasos fragmentos volcánicos,

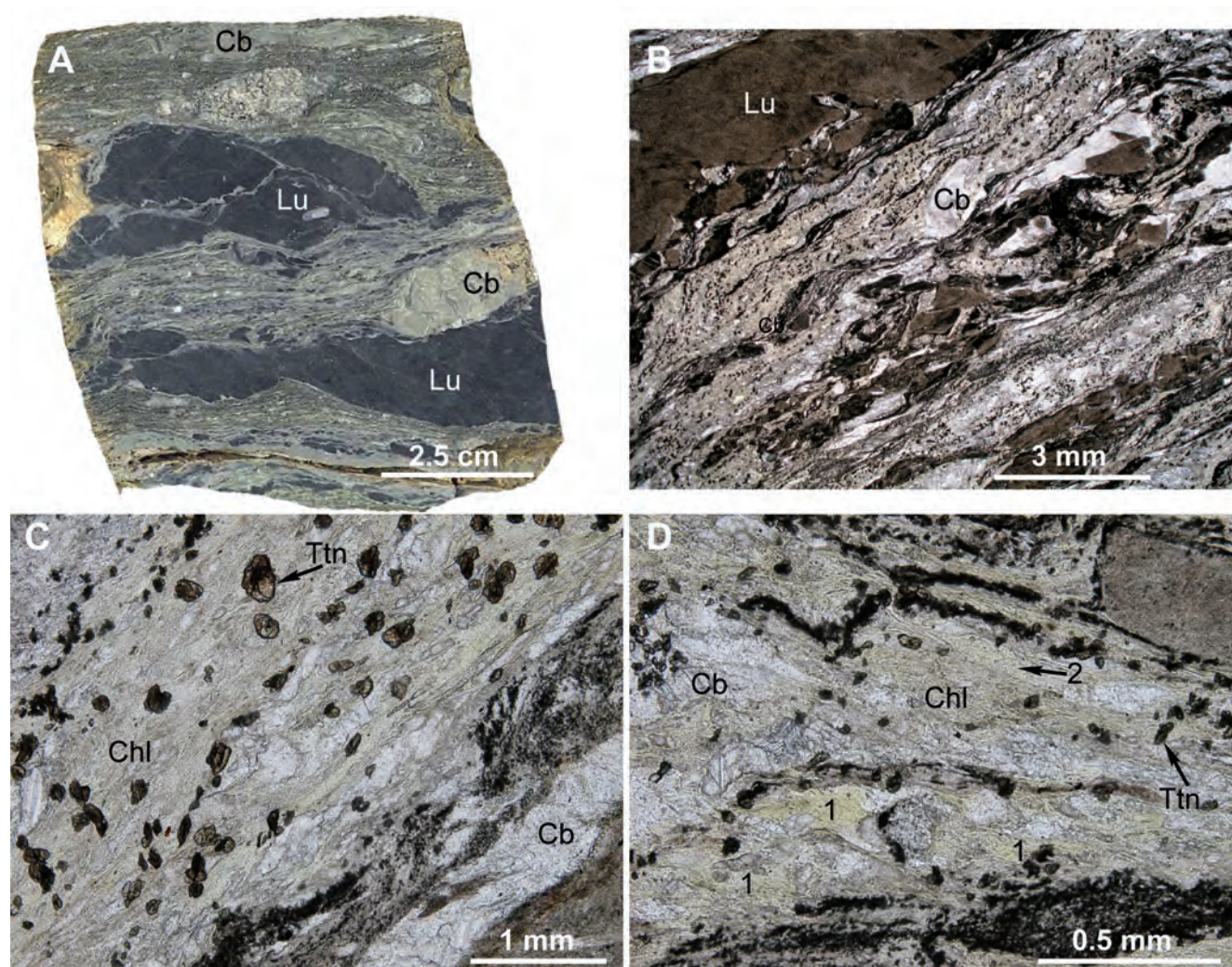


Figura 3.3.- A.- Muestra de mano de una ignimbrita con numerosos fragmentos de lutitas (Lu) y carbonatos (Cb). B.- Fotomicrografía mostrando la disgregación de las lutitas (Lu) y los carbonatos (Cb) en el flujo piroclástico. En la parte superior izquierda la ignimbrita penetra en el fragmento de lutita. C.- Fotomicrografía de la alineación paralela, eutaxítica, de los piroclastos cloritizados (Chl) soldados y abundancia de titanita (Ttn). D.- Fotomicrografía de piroclastos cloritizados con bordes desflecados (1) y con desvitrificación axiolítica (2). B, C, D.- Nícoles paralelos.

probablemente cogenéticos, entre los que se distinguen fragmentos formados por agregados micro-criptocristalinos de feldespato potásico, con cantidades menores de cuarzo y filosilicatos, fragmentos riolíticos con fracturación perlítica, originada durante la desvitrificación a alta temperatura del vidrio rápidamente enfriado o por contracción durante la conversión del fundido a vidrio rápidamente enfriado (Gifkins *et al.*, 2005), y fragmentos riolíticos vesiculares (pumita). Con carácter muy esporádico estos depósitos pueden contener algunos fragmentos, de hasta 4 mm de tamaño, de lutitas y areniscas (Figs. 3.4A y B).

Los depósitos formados por flujos están constituidos por una abundante matriz microcristalina, como en las rocas anteriores originada por desvitrificación de cenizas volcánicas, pero que en este caso muestra una textura fluidal. Inmersos en esta matriz, destacan en tamaño cristales de cuarzo y plagioclasa, así como abundantes clastos líticos de tamaños inferiores a 2 mm de rocas sedimentarias, principalmente lutitas y areniscas de grano fino a microconglomeráticas, y clastos de rocas volcánicas preexistentes que en su mayoría son fragmentos de *tuffs* (Fig. 3.5). Estos flujos corresponden muy probablemente a depósitos volcanoclasticos

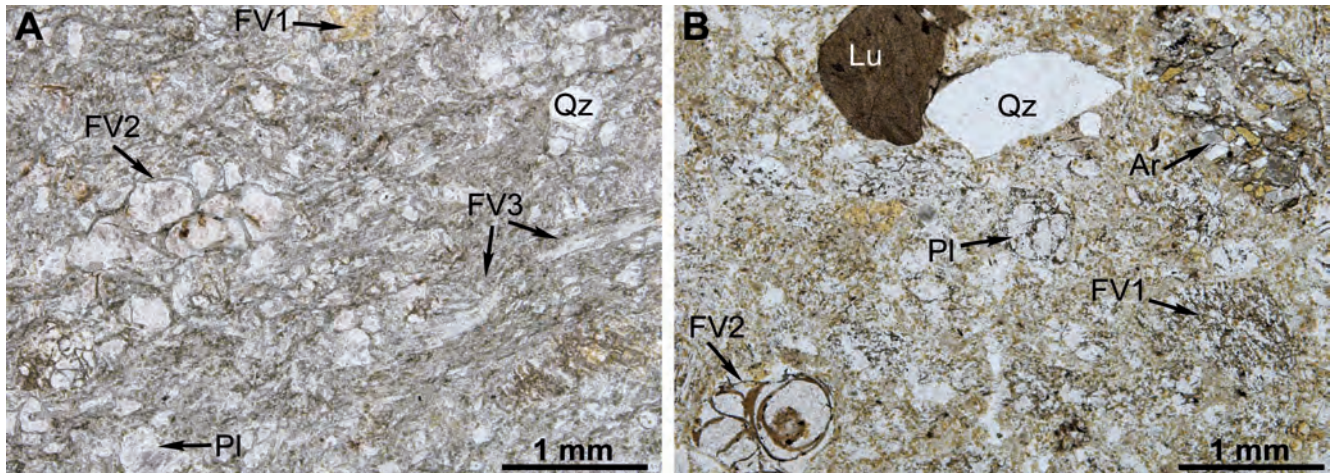


Figura 3.4.- Fotomicrografías de *tuffs*. **A.-** En la matriz de cenizas volcánicas destacan cristales de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl) y fragmentos volcánicos formados por agregados microcristalinos de feldespato potásico y clorita (FV1), fragmentos de riolitas con fracturación perlítica (FV2) y fragmentos de pumita (FV3). **B.-** En la matriz de cenizas volcánicas además de cristales de cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl), fragmentos de pumita (FV1) y de riolitas con fracturación perlítica (FV2), se observan clastos de lutitas (Lu) y arenisca (Ar). Ambas fotomicrografías con nicóles paralelos; el feldespato potásico está teñido (color amarillo).

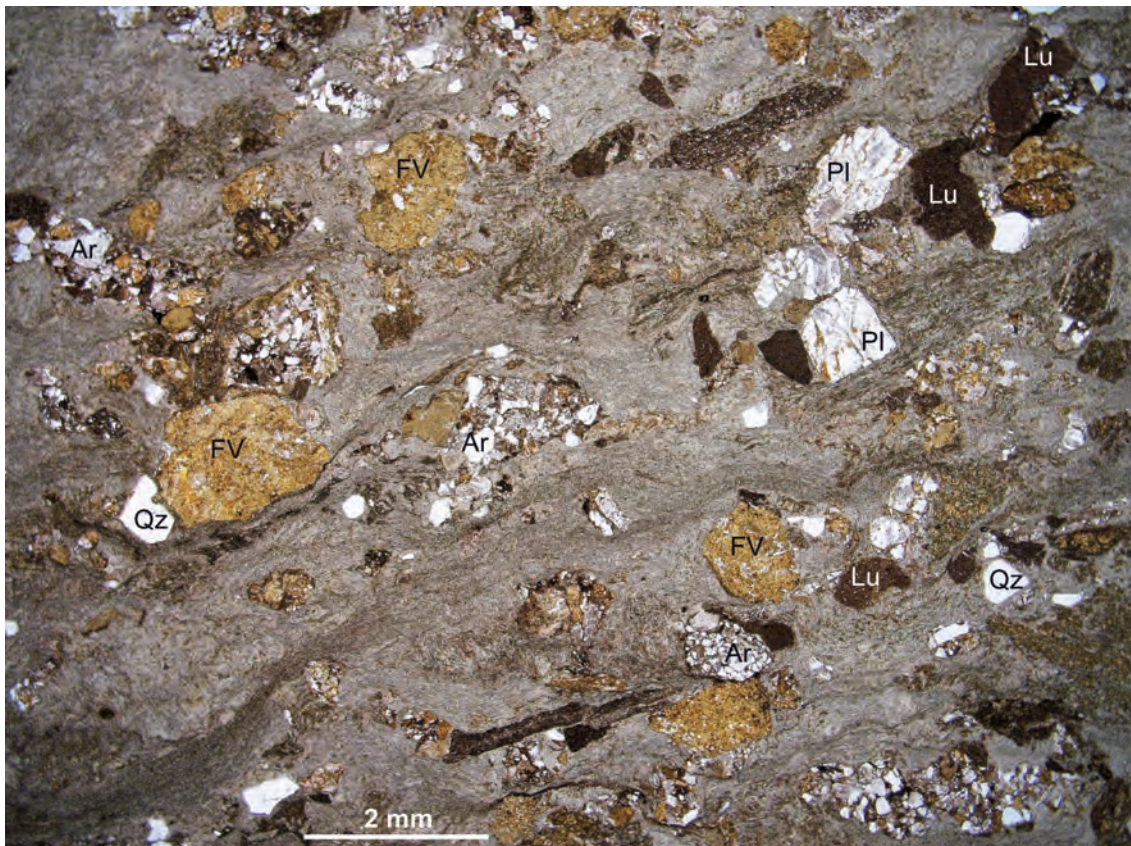


Figura 3.5.- Fotomicrografía mostrando el aspecto de un flujo sineruptivo. Está constituido por una abundante matriz de cenizas volcánicas que arrastra en el flujo cristales, o fragmentos de cristales, de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl) y abundantes clastos de rocas sedimentarias, areniscas (Ar) y lutitas (Lu), y de rocas volcánicas preexistentes (FV), principalmente fragmentos de *tuffs* formados por caída de piroclastos (*ash-fall tuff*); el color amarillo de los fragmentos volcánicos es en gran parte debido a la tinción del feldespato potásico. Nicóles paralelos.

sineruptivos, resedimentados por corrientes semifluidificadas de alta densidad y controladas por gravedad, que transportan por la ladera de un volcán, en un flujo laminar tipo *debris flow*, las cenizas volcánicas con abundantes clastos de rocas preexistentes y fluidos intersticiales que pueden ser líquido o una mezcla de gases volcánicos, aire, vapor, agua o hielo (Mcphie *et al.*, 1993).

En el **Miembro Kenney 2** (unidad 7) parte de las muestras estudiadas son depósitos formados por caída de piroclastos (*ash-fall tuffs*) y depósitos volcanoclásticos sineruptivos resedimentados, similares a los del Miembro Kenney 1 por lo que no volverán a ser descritos. En el Miembro Kenney 2 existe además otro tipo de depósitos formados también por caída de piroclastos pero que se caracterizan por estar constituidos por una alta proporción de fragmentos de roca inmersos en una escasa matriz volcánica (Fig. 3.6). Los fragmentos de roca tienen tamaños inferiores a 2 mm por lo que estos depósitos se clasificarían como *tuffs* líticos (*lithic tuffs*).

La matriz está constituida, como en los *tuffs* anteriores, por cenizas volcánicas que por desvitrificación a baja temperatura dan lugar a una matriz microcristalina de cuarzo \pm feldespato potásico. Los fragmentos son mayoritariamente de rocas volcánicas entre los que se distinguen fragmentos desvitrificados a agregados microcristalinos de feldespato potásico \pm cuarzo, fragmentos de textura porfídica con matriz microcristalina, fragmentos vesiculares de composición riolítica (pumita) y fragmentos de riolitas no vesiculares con fracturación perlítica. Estos *tuffs* también contienen mayor porcentaje de cristales de cuarzo y plagioclasa y de mayor tamaño que en los *tuffs* descritos en el Miembro Kenney 1. Entre los fragmentos de rocas volcánicas son bastante frecuentes fragmentos de vidrio volcánico que muestran una desvitrificación de alta temperatura a clorita con disposición axiolítica (Figs. 3.6 y 3.7).

En el **Miembro Kenney 3** (unidad 8), las muestras estudiadas corresponden a depósitos formados por caída de piroclastos similares a los ya descritos en el Miembro Kenney 1, ignimbritas y niveles de lavas basáltico-andesíticas intercaladas.

Las ignimbritas tienen una foliación planar, o textura eutaxítica (Cas y Wright, 1987), que está definida por la disposición paralela de los piroclastos. Esta disposición paralela puede ser adquirida por aplastamiento de piroclastos de vidrio volcánico juvenil aun no consolidados o bien por compactación diagenética (Mcphie *et al.*, 1993). Estos piroclastos, que destacan en tamaño frente a la matriz y llegan a superar los 2 mm de tamaño, pueden presentar bordes muy desflecados representando fragmentos de vidrio volcánico cloritizado o *fiammes* (Fig. 3.8). Este tipo de roca se encuentra también presente en el Miembro Kenney 2 (unidad 7, Fig. 2.25F y G).

La matriz está formada por piroclastos soldados de tamaño ceniza que dan lugar por desvitrificación a una matriz micro-cristalina fundamentalmente de cuarzo. En esta matriz destacan algunos cristales de cuarzo y plagioclasa y escasos fragmentos constituidos por agregados microcristalinos de feldespato potásico \pm cuarzo (Fig. 3.8).

En las lavas basáltico-andesíticas intercaladas entre los *tuffs* soldados e ignimbritas, se distinguen dos tipos. Lavas de grano fino y textura porfídica seriada, definida por microfenocristales de hábito prismático largo de plagioclasas de tamaño seriado, que destacan en una matriz microcristalina no identificable. Otros componentes son agregados de un anfíbol verde claro, que probablemente reemplazan otros minerales previos como piroxeno, además de opacos y cantidades muy accesorias de feldespato potásico



Figura 3.6.- Fotomicrografía representativa de un *tuff* constituido por fragmentos de rocas volcánicas de tamaño inferior a 2 mm (*lithic tuff*). De los diferentes fragmentos se señalan en la fotomicrografía cristales de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl), algunos fragmentos de vidrio volcánico cloritizado (V) y un fragmento de pumita (P) en una sección donde se conservan vestigios de las vesículas en sección longitudinal (tubos). Nícoles paralelos.

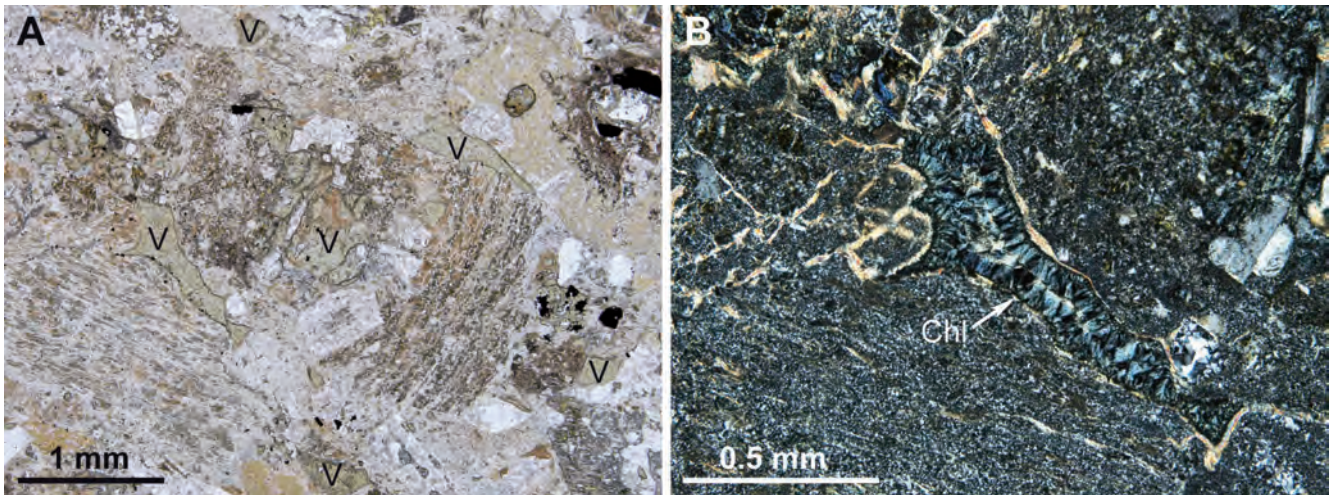


Figura 3.7.- Fotomicrografías de detalle del tuff lítico anterior. **A.-** Detalle de los abundantes piroclastos vítreos (v) juveniles entre los fragmentos de rocas volcánicas. Nícoles paralelos. **B.-** Detalle de la desvitrificación a alta temperatura de uno de los fragmentos de vidrio volcánico a clorita (Chl) con textura axiolítica. Nícoles cruzados.



Figura 3.8.- Fotomicrografía de una ignimbrita con textura eutaxítica debido a la orientación paralela de piroclastos juveniles de vidrio desvitrificados a clorita (F). En la matriz micro-criptocristalina destacan cristales de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl) y algunos fragmentos volcánicos (FV) constituidos por agregados microcristalinos de feldespato potásico ± cuarzo. Nícoles paralelos.

intersticial. El otro tipo de lavas son también de grano fino y textura porfídica con matriz fluidal. El flujo está definido por microlitos de plagioclasa que se amoldan a los microfenocristales. Los microfenocristales son de plagioclasa que pueden aparecer en sineusis o en cristales individuales de hasta 2 milímetros de tamaño. Presentan zonados composicionales concéntricos. El resto de los componentes son: anfíbol de tipo hornblenda marrón, clinopiroxeno que puede formar también agregados de varios cristales, y opacos aislados en la roca y frecuentemente asociados a la hornblenda y al clinopiroxeno (Fig. 3.9).

En el **Miembro Kenney 4** (unidad 9), las rocas volcánicas y su interpretación es similar a las de los miembros anteriores, tal como se indica en el apartado 2.3 del capítulo de Estratigrafía, por lo que no se insistirá en su descripción petrográfica.

De acuerdo con las características que presentan los depósitos volcánicos en el campo, descritas en el apartado 2.3 de Estratigrafía, y las observaciones petrográficas realizadas en este capítulo, el vulcanismo Jurásico Superior de la Fm Kenney Glacier es de carácter explosivo, con lavas subordinadas, y de naturaleza

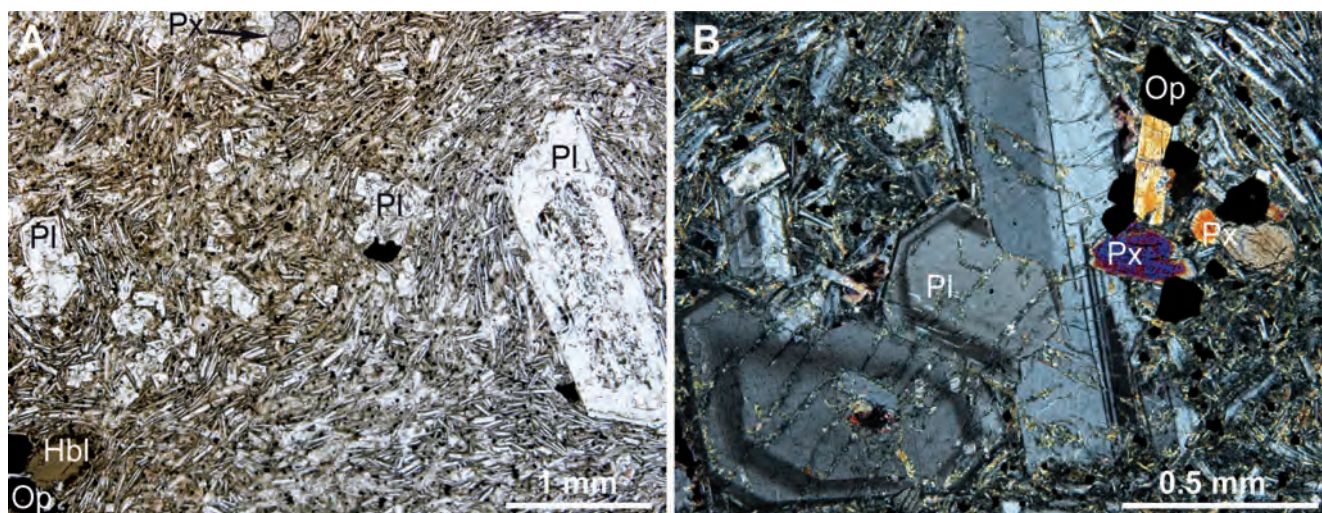


Figura 3.9.- Fotomicrografías de las lavas con matriz microlítica fluidal. **A.-** Aspecto general de la roca con microlitos, sineusis o cristales individuales de plagioclasa (Pl), hornblenda marrón (Hbl) y clinopiroxeno (Px). Nícoles paralelos. **B.-** Detalle de plagioclasas (Pl) zonadas formando sineusis y clinopiroxenos (Px) con opacos asociados (Op). Nícoles cruzados.

fundamentalmente riolítica. Este vulcanismo se origina durante un periodo de extensión litosférica ligada a la fragmentación de Gondwana y sería correlacionable con la gran Provincia Volcánica Chon Aike, una de las mayores provincias riolíticas del mundo que se extiende desde la Patagonia hasta la Península Antártica (Pankhurst *et al.*, 1998, 2000; Riley y Leat, 1999; Riley *et al.*, 2001).

3.2.2. Magmatismo Cretácico

En el Cretácico la actividad ígnea está representada por pequeños cuerpos intrusivos constituidos principalmente por gabros, dioritas y granodioritas (Fig. 3.1), y diques de naturaleza subvolcánica que corresponden principalmente a basaltos y andesitas. En el mapa de la Fig. 3.1 se han representado con diferente color las tres tipologías dominantes, gabros, dioritas-granodioritas y granodioritas, aunque en algunos cuerpos intrusivos, sobre todo los de mayores dimensiones, pueden estar constituidos por más de una litología.

3.2.2.1. Aspectos de campo y condiciones de afloramiento

En este apartado, la descripción de los afloramientos, su ubicación y el aspecto que muestran las rocas en el campo, se hará de acuerdo con las tres unidades cartográficas que figuran en la leyenda del mapa geológico de bahía Esperanza: Unidad cartográfica α : **Granodioritas**, Unidad cartográfica β : **Gabros** y Unidad cartográfica γ : **Diques**.

3.2.2.1.1. Unidad cartográfica α . Granodioritas

Bajo el epígrafe de granodioritas se incluyen tanto rocas granodioríticas como dioríticas. A este grupo de rocas graníticas corresponden los afloramientos de mayores dimensiones en el mapa de bahía Esperanza, de los picos Whitten (costa NO de bahía Esperanza), Monte Carroll y pico Pulgar (esquina SO del mapa; ver Mapa Geológico y Fig. 3.1), y un reducido afloramiento en collado Gallegos entre Monte Flora y pico Pirámide (Fig. 3.10).

El afloramiento de collado Gallegos está constituido por granodioritas de tonalidad clara y en general de textura equigranular (Fig. 3.10B). Estas rocas muestran contactos intrusivos sinuosos con

varias de las unidades de las formaciones Mount Flora y Kenney Glacier (Fig. 3.10C).

En bahía Esperanza las rocas que afloran son principalmente dioritas de color gris oscuro, tamaño de grano medio-grueso y equigranulares, aunque en algunos casos destacan en tamaño cristales o agregados de minerales máficos. Estas rocas formarían parte de un gran cuerpo intrusivo ubicado en el entorno del glaciar Kenney. Este cuerpo intrusivo probablemente se extiende por debajo de las laderas suroccidentales del Monte Flora y ha sido detectado por la anomalía magnética regional que se produce hacia este sector (Fig. 3.12A; Galindo *et al.*, 2013).

3.2.2.1.2. Unidad cartográfica β . Gabros

En el mapa de bahía Esperanza los gabros forman afloramientos de pequeñas dimensiones en la parte más baja y externa del flanco NE del pico Pirámide y en el nunatak Nobby (Fig. 3.1) donde se localiza el refugio Malvinas (Fig. 3.11). Este último está formado por un alargado afloramiento rocoso de dirección NNE-SSO resistente a la erosión glaciar. El aspecto de la roca en el afloramiento es oscuro y de textura porfídica. Estos cuerpos gabroicos afloran también fuera del mapa de bahía Esperanza, en el cerro Last y en las proximidades del cerro Mineral, alineados con los que afloran en el nunatak Nobby y en el pico Pirámide según una dirección NNE-SSO (Fig. 3.1).

Perfiles transversales de anomalías magnéticas en el nunatak Nobby (Galindo *et al.*, 2013), ofrecieron un modelado magnético que permitió deducir la geometría asimétrica de la intrusión de gabros por debajo de la superficie del hielo (Fig. 3.12A). En la sección transversal obtenida, aparece un borde E muy acusado a lo largo del glaciar de Buenos Aires y una forma más irregular debajo del glaciar Pirámide. Las anomalías magnéticas también se detectan al N del nunatak Nobby, sugiriendo la extensión probable de la intrusión de gabros hacia este sector (Fig. 3.12B).

3.2.2.1.3. Unidad cartográfica γ . Diques

A lo largo de la zona cartografiada afloran al menos dos sistemas de diques de direcciones NNE-SSO y ONO-ESE. Los más claramente observables se encuentran en las caras E del Monte Flora. También se han cartografiado diques a lo largo de la costa Papúa, zona litoral austral de bahía Esperanza, e inmediatamente al NE

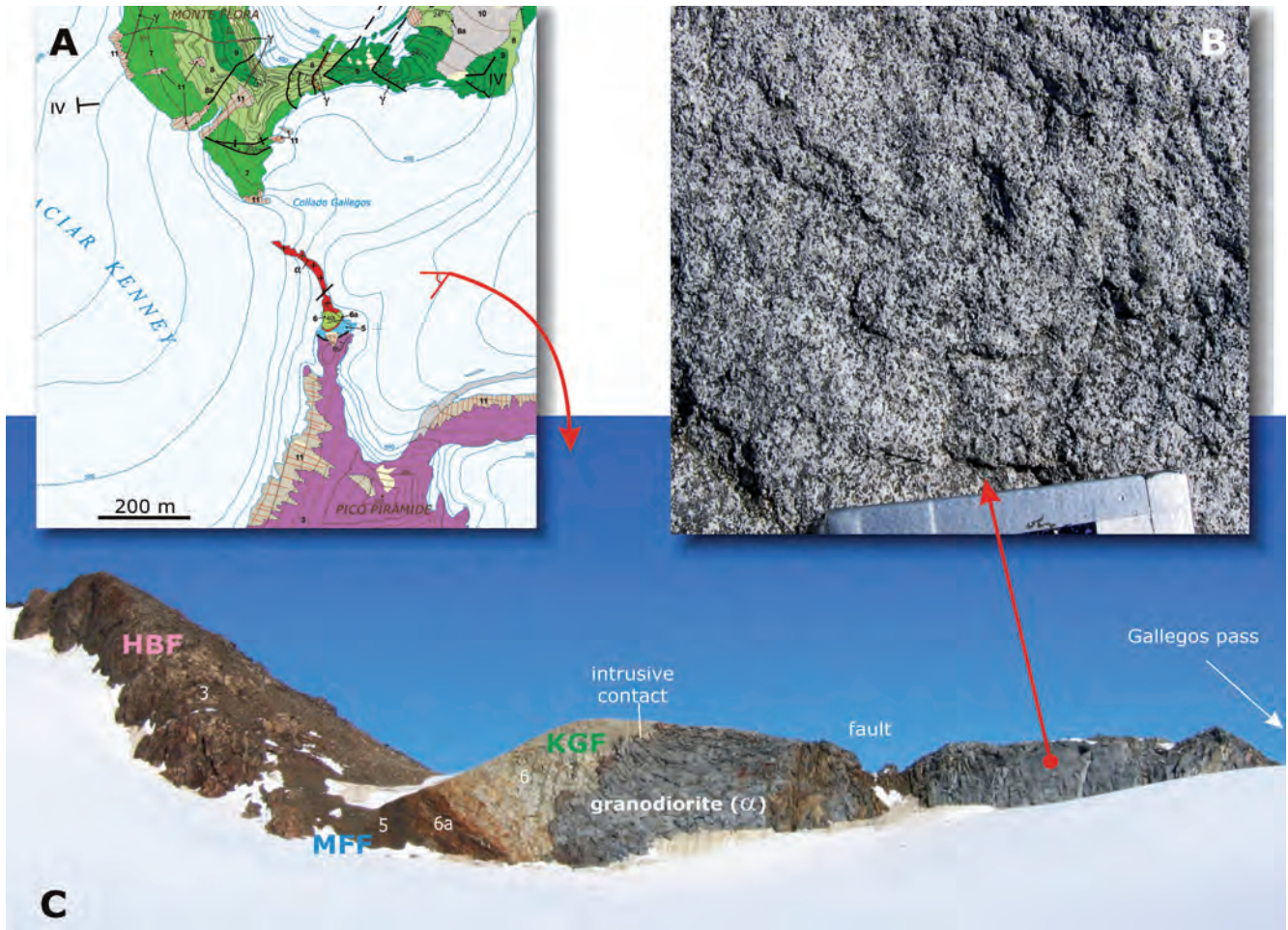


Figura 3.10.- A.- Situación de la intrusión de granodioritas del collado Gallegos. B.- Textura equigranular de la granodiorita en afloramiento. C.- Panorámica del cretón entre el pico Pirámide y el Monte Flora con el sinuoso contacto de la granodiorita intruyendo a varias unidades de las Fms. Mount Flora (MFF) y Kenney Glacier (KGF). HBF: Fm Hope Bay. En este afloramiento se tomaron las muestras para datación absoluta (U-Pb).

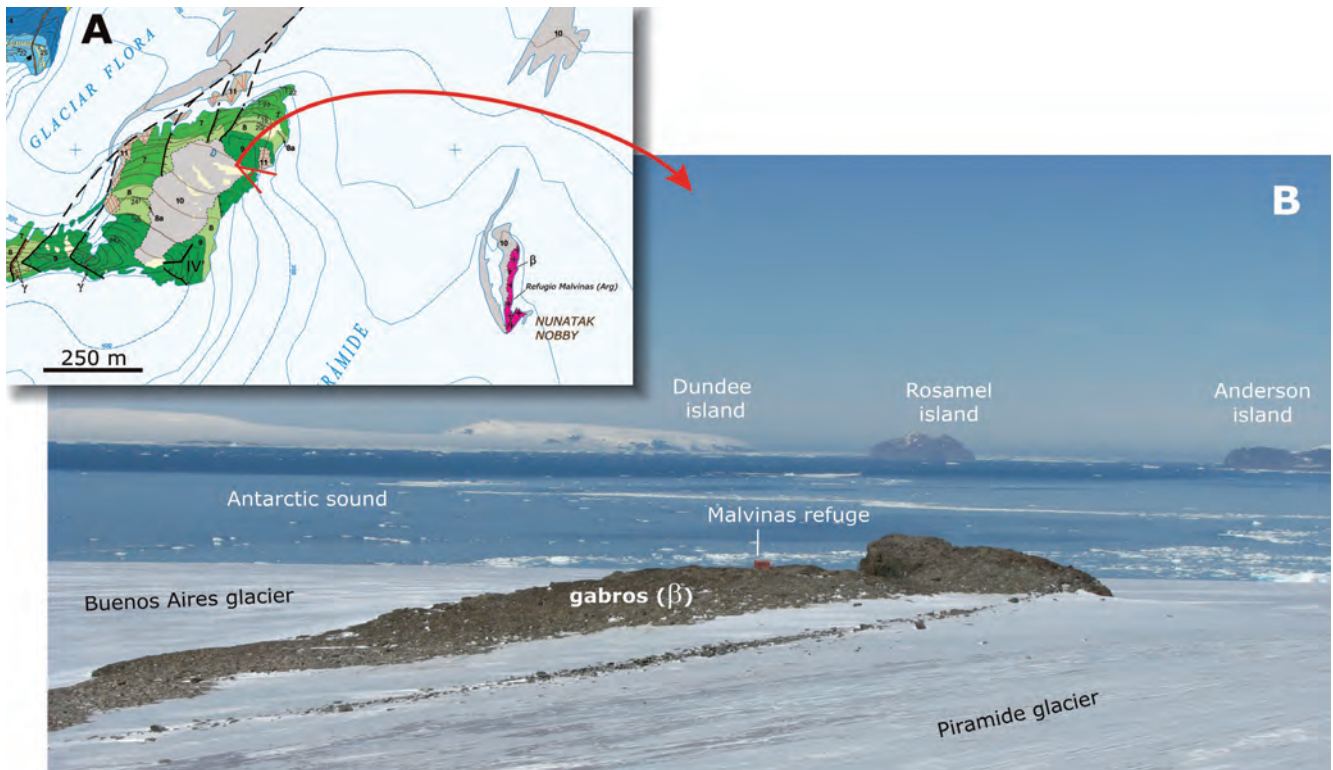


Figura 3.11.- A.- Situación del afloramiento de gabros del nunatak Nobby. B.- Panorámica del nunatak Nobby desde la cresta *Rollover* del Monte Flora. Situación del refugio Malvinas sobre los gabros (β). Al fondo el estrecho Antarctic con algunas de sus islas.

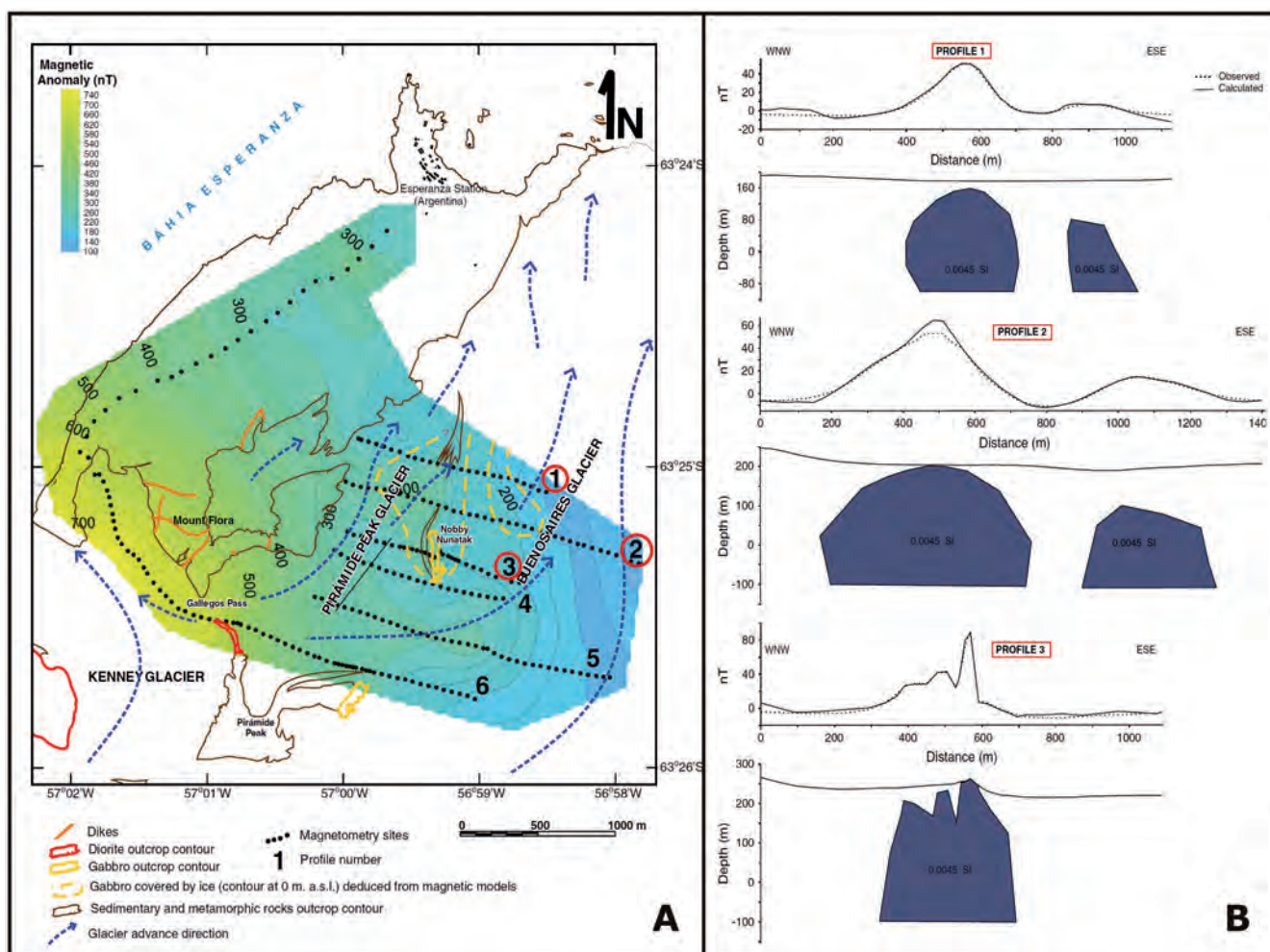


Figura 3.12.- A.- Mapa de anomalías magnéticas en tierra de bahía Esperanza. **B.-** Modelado magnético residual en 2D de los perfiles que cruzan el nunatak Nobby (perfil 3) y su extensión hacia el norte cubierto por hielo (perfiles 1 y 2). La anomalía residual fue determinada después de la eliminación de los valores regionales en constante aumento hacia el oeste. Los fondos anómalos del cuerpo magnético se encuentran a -100 m de profundidad. Entre los afloramientos de gabros del pico Pirámide y nunatak Nobby, la erosión glaciar sería responsable de la distorsión en las anomalías. Tomado de Galindo *et al.* (2013).

del valle Cinco Lagunas. En general, se trata de diques de 1 a 5 m de espesor, con bordes netos y de inclinación subvertical.

Los diques de la costa Papúa tienen una dirección predominante NNE-SSO, son de tonalidad blanco-grisácea o ligeramente rosácea (Fig. 4.5C) y están conformados por rocas ácidas ricas en sílice de textura porfídica. Suelen mostrar una gradación de tamaño de cristales hacia más grandes en las partes interiores del dique.

Los diques del Monte Flora (Fig. 3.13 y Fig. 4.4D) tienen una dirección predominante ONO-ESE, son de composición básica, textura afanítica (grano fino) y en su superficie externa suele presentar una pátina de alteración rojiza (Fig. 3.13E). Estos diques intruyeron aprovechando zonas de fallas distensivas como las que se observan en la cara S del Monte Flora (Fig. 3.13D y Fig. 4.4B).

3.2.2.2. Edad de la unidad α . Granodioritas (collado Gallegos)

En los afloramientos de esta unidad situados en el collado Gallegos, (paso entre el pico Pirámide y Monte Flora, Fig. 3.10 y Fig. 4.4C), se tomaron muestras para su datación por métodos radio-métricos.

3.2.2.2.1. Método

La muestra datada por U-Pb CA-ID-TIMS ha sido procesada y analizada en el Laboratorio de Geocronología del IGME en Tres Cantos empleando circones. Los circones de la muestra fueron concentrados previa trituración y pulverización mediante una mesa *Wifley* siguiendo una modificación del método de "separación con agua" de Söderlund y Johansson (2002). Circones de distinta calidad paramagnética fueron separados con un separador magnético isodinámico *Frantz*, y posteriormente seleccionados manualmente bajo la lupa binocular empleando luz incidente y transmitida. La selección del circón se centró en la fracción menos magnética, escogiendo circones euhedrales, algunos con inclusiones fluidas, al objeto de evitar la presencia de núcleos heredados (Fig. 3.14). Para eliminar los efectos de la pérdida de plomo secundaria (ver, Krogh, 1982), antes de su disolución, los circones seleccionados fueron tratados con el método de abrasión química (CA, *Chemical abrasion*; Mattison, 2005) mediante templado a 950°C durante 48 horas y ataque químico con HF y HNO₃ durante 12 horas a 180°C.

La disolución de la muestra, separación y purificación del U y el Pb se realizó siguiendo la técnica de Krogh (1973), detalles en Valverde-Vaquero (2009). Para la dilución isotópica se empleó un trazador triple ²⁰⁵Pb-²³³U-²³⁵U (Trazador BSU-1B, cortesía Laboratorio MIT, EEUU). Las relaciones isotópicas fueron medidas con un

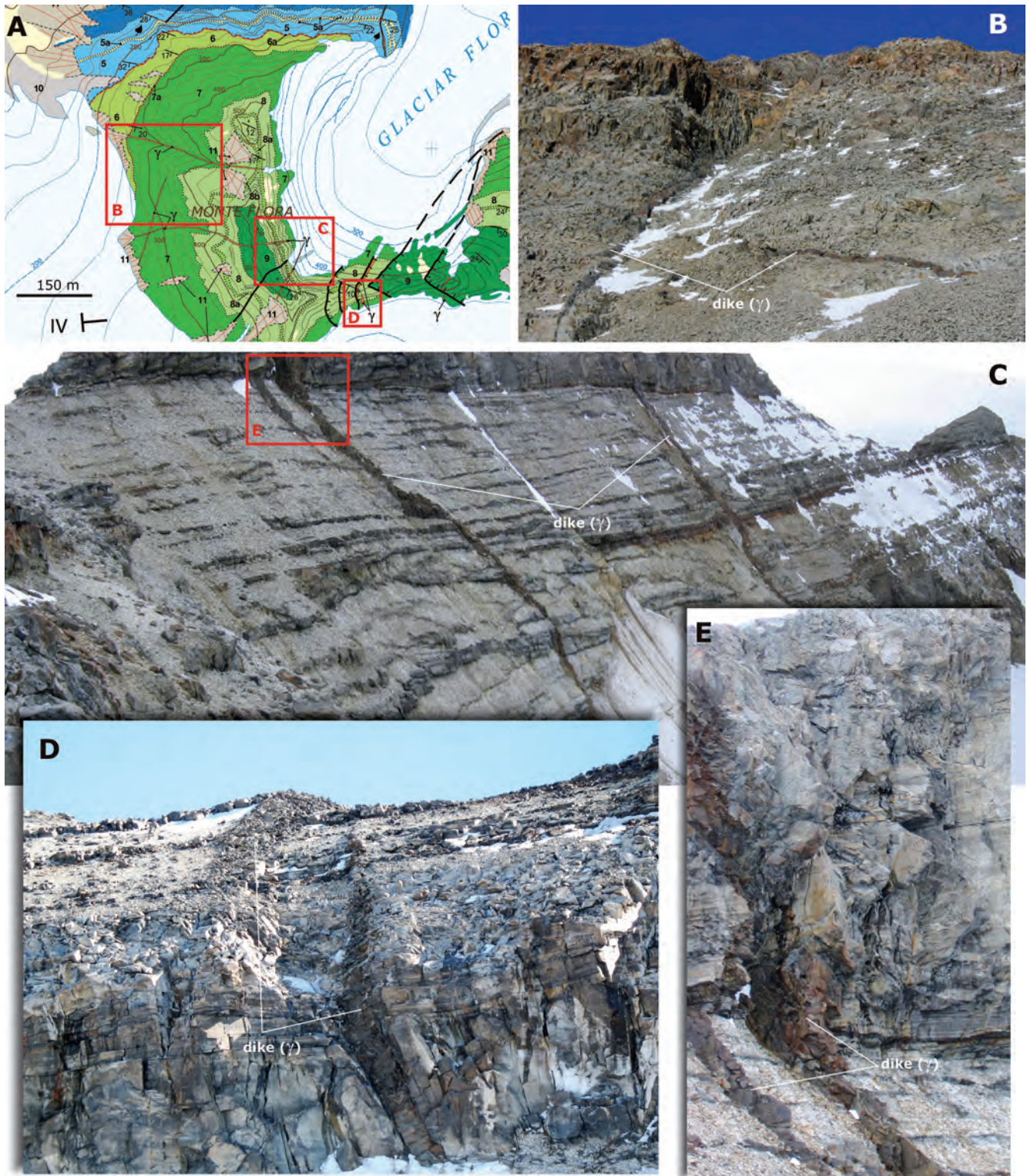


Figura 3.13.- A.- Situación de los diques (γ) del Monte Flora. Los recuadros con las letras se refieren las fotografías. B.- Diques de la cara O. C.- Panorámica de la cara E con diques verticales intruyendo en la serie volcanoclástica de la Fm Kenney Glacier. D.- Panorámica de la cara S de la cresta *Rollover* con dos de los diques mostrando acuñamiento. E.- Detalle de uno de los diques de la imagen C, mostrando su característico color rojizo.

espectrómetro de masas de termo-ionización (TIMS) con multi-colección equipado con un contador de iones tipo SEM modelo Triton. Las medidas de los isótopos de plomo (Pb) se realizaron entre 1300-1500 °C y los de uranio entre 1450-1600 °C (más detalles en Valverde-Vaquero, 2009 y Rubio-Ordoñez *et al.*, 2012). La solución artificial *Earthtime* de 500 Ma se empleó para validar la corrección del oxígeno en las medidas de los isótopos de U, asegurando una fiabilidad (*accuracy*) mejor del 0,1%.

Los datos fueron procesados con el programa PbMacDat (Isachsen *et al.*, 2007). La fraccionación de masas (Pb $0.11 \pm 0.02\%$ AMU estimado mediante el estándar NBS982; U $0.10 \pm 0.02\%$, corregido directamente de la relación $^{235}\text{U}/^{233}\text{U}$ del trazador), los blancos (2-5 pg Pb, 0.1 pg U) y el Pb común inicial (Stacy y Kramers, 1975) han sido corregidos en las relaciones isotópicas finales. Los diagramas de concordia y los cálculos de edades han sido realizados con *Isoplot* (Ludwig, 2003).

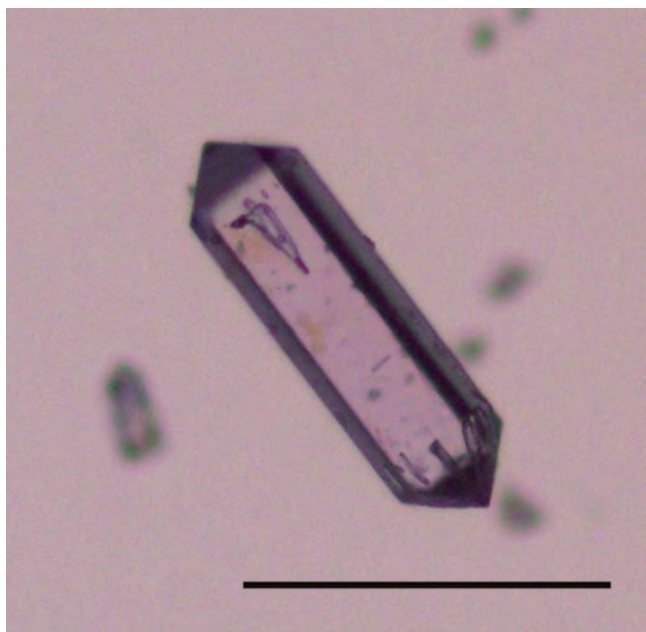


Figura 3.14.- Circón euhedral con inclusiones fluidas. Escala 200 micras, fotografía con luz transmitida.

3.2.2.2. Resultado

Se han analizado cuatro fracciones de circón. Se trata de fracciones multigrano formadas por entre 7 y 15 cristales (Tabla 3.1). Si bien una es sucia (fracción Z2; 40 pg de Pb común) las otras tres (Z1, Z3 y Z4) son limpias con blancos totales de Pb entre 5 y 7 picogramos de Pb común total.

Las cuatro fracciones son concordantes, se solapan dentro del error analítico en la curva de concordia entre 91 y 93 Ma, y proporcionan una "edad de concordia" de 92.45 ± 0.49 Ma (MSWD 0.06). Por lo tanto, redondeando números, se considera una edad de 92.5 ± 0.5 Ma (Cretácico Superior, Turoniense medio) como la edad más fiable de intrusión del plutón granítico de collado Gallegos (Fig. 3.15).

3.2.2.3. Petrografía

Para del estudio petrográfico se realizaron análisis de elementos mayores de las principales fases minerales. Los análisis se realizaron en los Servicios Científico-Técnicos de la Universidad de Oviedo en una Cameca SX-100 con una intensidad de voltaje de 15 kV,

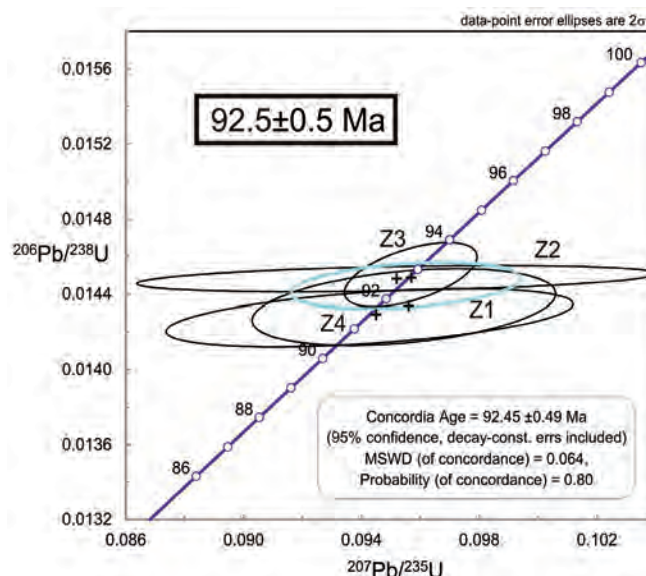


Figura 3.15.- Diagrama de concordia U-Pb, datos CA-ID-TIMS.

corriente de 15 nA y tiempo de adquisición de 10 s por elemento. Para la calibración se utilizaron una combinación de silicatos y óxidos. La calidad de los resultados se mejoró utilizando los estándares del Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM). Los análisis de un estándar secundario como desconocido, en las mismas condiciones que la medición de la muestra, sugirieron una precisión del 1%.

Desde el punto de vista petrográfico, las rocas que forman los cuerpos intrusivos son gabros, dioritas y granodioritas, y los diques que intruyen en ellas y en la Fm Mount Flora y Fm Kenney Glacier son gabros de grano fino y más frecuentemente rocas sub-volcánicas de tipo basalto y andesita de texturas porfídicas.

Los gabros (Fig. 3.16) son rocas máficas de grano medio-grueso y equigranulares, constituidas por clinopiroxeno y plagioclasa, además de pseudomorfos de olivino, opacos y anfíbol (\pm filosilicatos). El clinopiroxeno se encuentra en cristales individuales o en agregados. Engloba plagioclasas y pseudomorfos de olivino. Las plagioclasas muestran zonado composicional con gran variación en el contenido en anortita entre An_{83} y An_{47} . El anfíbol, es un mineral tardío o secundario que se encuentra entre las plagioclasas, a veces con hábito fibroso, sustituyendo parcialmente al clinopiroxeno o formando agregados con flogopita. El olivino está totalmente transformado a clorita \pm carbonatos.

Fractions	Concentration				Isotopic ratios								Isotopic ages (Ma)			
	Weight	U	Pb	Pb ^c	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁸ Pb	²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb		²⁰⁷ Pb		corr.	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁷ Pb
	(mg)	(ppm)	(ppm)	(pg)	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²³⁸ U	% err	²³⁵ U	% err	²⁰⁶ Pb	% err	coef.	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb
Z1 (L12, 7 euh. prisms)	0,04	49,8	2,21	6	275,95	2,2437	0,01433	(1,16)	0,0954	(4,41)	0,04830	(4,15)	,35	91,73	92,56	113,99
Z2 (L16, 18 euh. prisms)	0,08	17,7	0,79	40	50,95	0,2375	0,01448	(,39)	0,0952	(7,57)	0,04767	(7,43)	,38	92,69	92,33	83,19
Z3 (L12, 15 euh. prisms)	0,08	22,0	0,44	6	302,00	0,3049	0,01450	(,96)	0,0957	(1,92)	0,04784	(1,60)	,56	92,82	92,78	91,60
Z4 (L13, 14 euh. prisms)	0,07	13,9	0,24	7	135,02	0,3228	0,01427	(,88)	0,0943	(5,99)	0,04790	(5,63)	,47	91,37	91,48	94,40

Tabla 3.1.- Datos geocronológicos U-Pb CA-ID-TIMS, granodiorita de bahía Esperanza (Antártida), Laboratorio de Geocronología del IGME. Z, zircon, (L número, código de laboratorio, número de cristales (xtls.); tamaño (ca. 120 μ m longitud) prismas euhedrales (1:3 relación anchura/longitud). Todas las fracciones se desgastaron químicamente (técnica CA; Mattison (2005)). ID se realizó utilizando el pico BSU-1B de ^{205}Pb - ^{233}U - ^{235}U (cortesía de laboratorio del MIT). Pb^c común, Pb (pg, picogramos). * Relación corregida por fraccionamiento en masa 0.02% AMU Pb; U internamente corregido para el pico de ^{233}U - ^{235}U , contribución de picos y blanco analítico (2 pg Pb; 0.1 pg U). Las otras relaciones isotópicas también se corrigen para Pb común inicial según el modelo de Stacey y Kramers (1975). Corr. Coef, coeficiente de correlación de errores de las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Datos reducidos con PbMacDat (Isachsen et al., 2007).

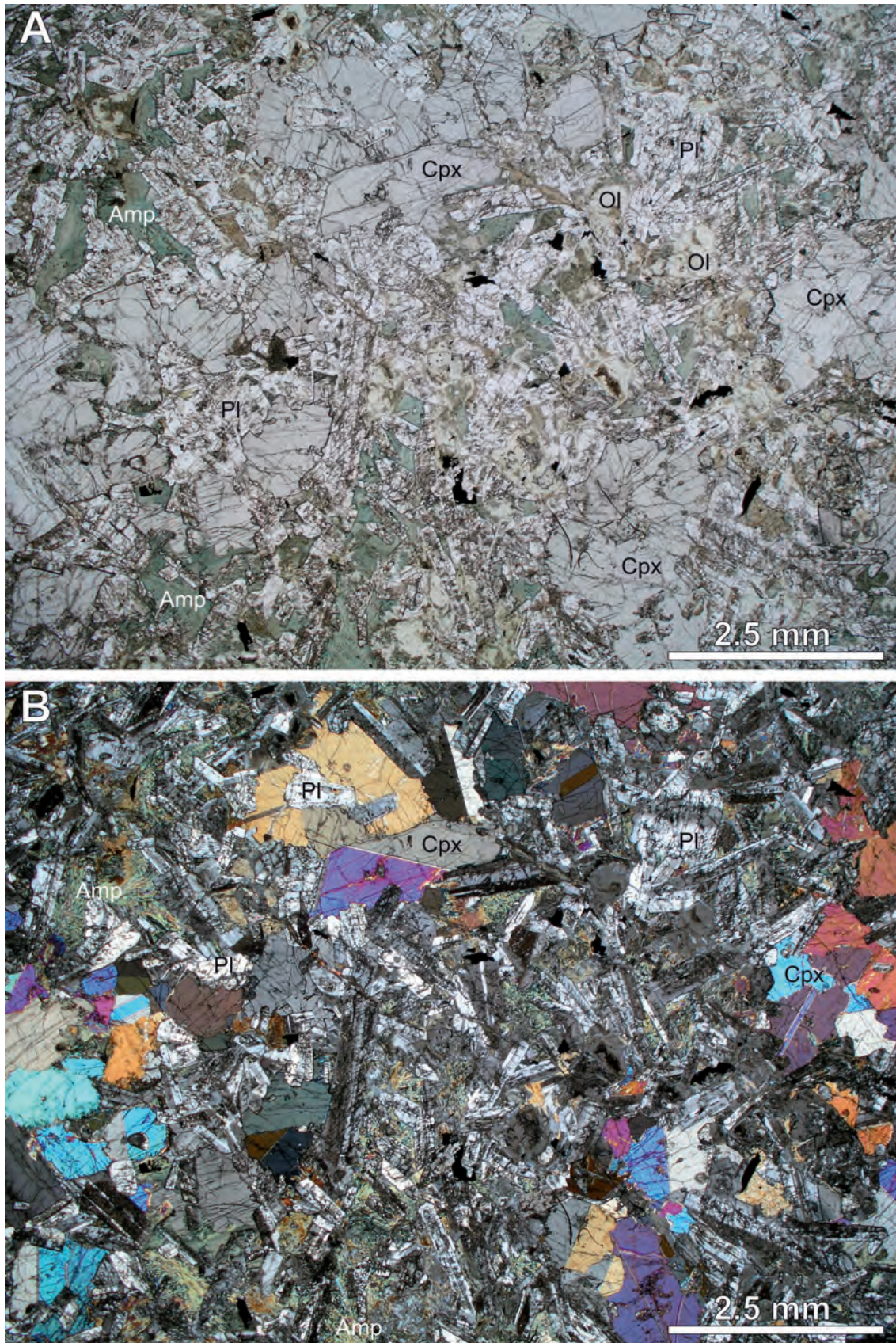


Figura 3.16.- A y B.- Fotomicrografías de las rocas máficas, en el nunatak Nobby, constituidas por clinopiroxeno (Cpx), plagioclasa (Pl), pseudomorfos de olivino (Ol), anfíbol (Amp) tardío o secundario y minerales opacos. **A.-** Nícoles paralelos. **B.-** Nícoles cruzados.

Las dioritas (Fig. 3.17) son de grano medio-grosso y textura hipidiomórfica a intergranular, constituidas por plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol, biotita, cuarzo, opacos, titanita, apatito, circón, \pm ortopiroxeno \pm feldespato potásico. El ortopiroxeno

se encuentra en pocas muestras. El clinopiroxeno está parcialmente sustituido por cristales o agregados de anfíbol. La biotita forma cristales que llegan a un centímetro con hábito poiquilítico, englobando plagioclasas, clinopiroxenos y \pm ortopiroxenos.

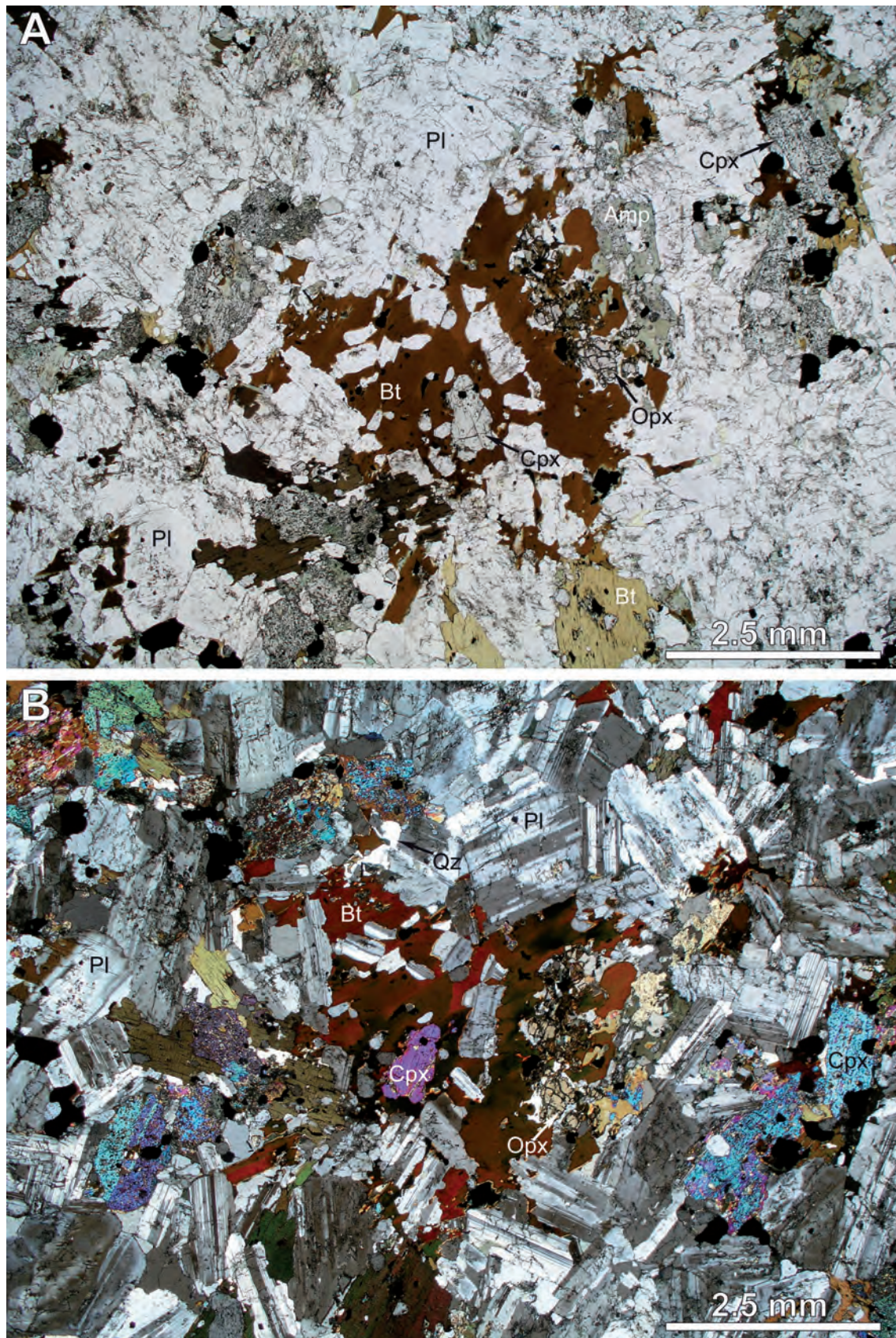


Figura 3.17.- A y B.- Fotomicrografías de las dioritas, en el pico Pulgar, constituidas por plagioclasa (Pl), clinopiroxeno (Cpx), ortopiroxeno (Opx), anfíbol (Amp), biotita (Bt), cuarzo (Qz) y minerales opacos. **A.-** Nícoles paralelos. **B.-** Nícoles cruzados.

Las plagioclasas muestran zonados composicionales complejos, a veces a parches o con zonas reabsorbidas y una variación en el contenido en anortita de An_{74} a An_{43} . En los picos Whitten y Pulgar se encuentran asociadas rocas con feldespato potásico

que corresponden a monzodioritas. Son rocas similares pero las plagioclasas tienen mayor variación composicional con contenidos en anortita de An_{74} a An_{23} . En ambos casos el cuarzo es escaso.

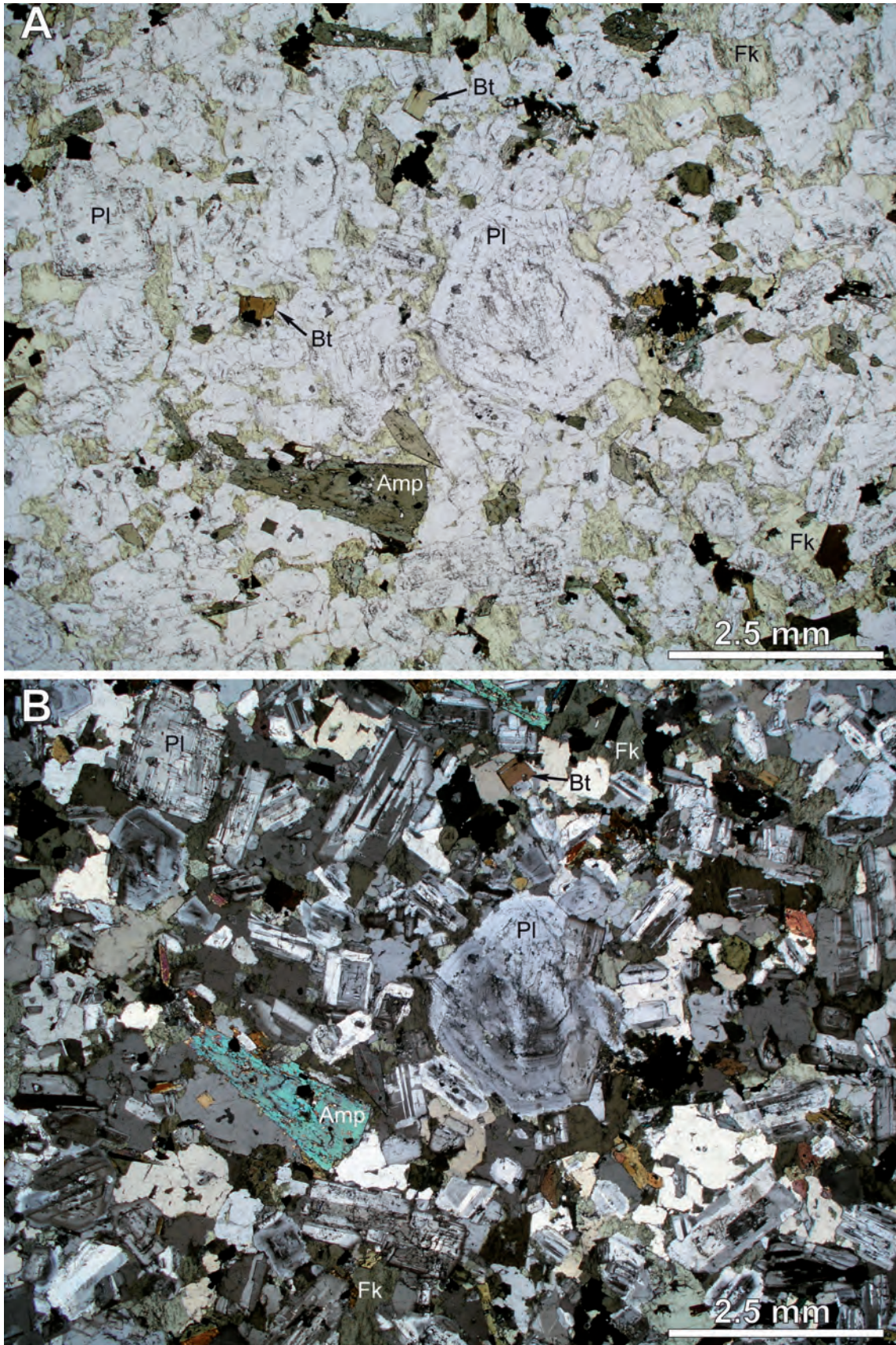


Figura 3.18.- A y B.- Fotomicrografías de granodioritas constituidas por plagioclasa (Pl), cuarzo (Qz), feldespato potásico (Fk), anfíbol (Amp), biotita (Bt) y minerales opacos. **A.-** Nícoles paralelos. **B.-** Nícoles cruzados.

Las granodioritas son de grano medio-grueso, equigranulares y textura de tendencia hipidiomórfica. Están constituidas por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita, anfíbol, opacos, apatito y circón. Las plagioclasas muestran zonados composiciona-

les complejos, con zonas reabsorbidas, y tienen una variación en el contenido en anortita de An_{78} a An_{26} . El anfíbol puede mostrar zonados composicionales concéntricos. Las biotitas son de pequeño tamaño y el cuarzo y feldespato potásico son intersticiales.

En base al contenido en enstatita (En), ferrosilita (Fs) y wollastonita (Wo) los clinopiroxenos en este conjunto de rocas son de tipo diópsido y augita, y el ortopiroxeno es clinoenstatita (Morimoto *et al.*, 1988, 1989). Por su contenido en TiO_2 y Al^{IV} (apfu) son piroxenos característicos de series toleíticas, calcoalcalinas y basaltos ricos en aluminio (Le Bas, 1962). Los anfíboles, según los criterios de clasificación de Leake *et al.* (1997), son anfíboles cálcicos ricos en Mg ($Mg/Mg+Fe > 0.5$) y pobres en Si (apfu) de tipo tschermakita y hornblenda tschermakítica, salvo escasos anfíboles ferro-magnesianos presentes en algunos gabros. Los anfíboles cálcicos son pobres en Al_2O_3 y TiO_2 , pudiendo ser de cristalización magmática a bajas presiones y temperaturas en las granodioritas y dioritas, o secundarios sustituyendo al clinopiroxeno en las dioritas y gabros. Las biotitas son en todo el conjunto ricas en Mg ($Fe/Fe+Mg < 0.5$) y en los gabros y algunas dioritas son flogopitas ($Fe/Fe+Mg < 0.33$).

Sus contenidos en Al_2O_3 , MgO y FeO son propios de biotitas de rocas calcoalcalinas (Abdel-Rahman, 1994) y por su contenido en Mg (apfu) y Al_i (apfu) también son biotitas propias de asociaciones calcoalcalinas y subalcalinas con $Bt \pm Amp \pm Px$ (Nacht *et al.*, 1985).

3.2.2.4. Geoquímica

Para la caracterización geoquímica de las rocas intrusivas cretácicas se han realizado análisis en 12 muestras del mapa de bahía Esperanza y de áreas adyacentes (Fig. 3.1).

3.2.2.4.1. Métodos analíticos

Los elementos mayores y parte de los elemento traza (V a Pb; Tabla 3.2), fueron analizados por FRX en los Servicios Científico-Técnicos

Localidad	1	2	3	4	5	6	7					
Muestra	ANT-42	ANT-30	ANT-31	ANT-33	ANT-16	ANT-18	ANT-19	ANT-34	ANT-35	ANT-37	ANT-38	ANT-20
Elementos mayores (wt%)												
SiO ₂	61.31	50.28	50.86	59.40	56.12	43.16	47.11	50.36	54.67	63.17	57.44	51.51
TiO ₂	0.68	1.10	1.01	0.39	0.92	1.31	0.75	0.81	0.83	0.58	0.65	0.89
Al ₂ O ₃	16.20	18.83	17.94	17.12	16.96	17.29	17.12	15.96	16.96	15.67	17.58	16.78
Fe ₂ O ₃	5.69	10.28	10.32	4.85	8.44	12.13	8.75	7.74	8.73	5.54	7.30	8.98
MnO	0.14	0.19	0.19	0.17	0.15	0.23	0.12	0.17	0.10	0.13	0.16	0.16
MgO	2.10	4.53	4.50	1.54	3.44	6.90	9.80	8.61	3.33	2.19	3.05	3.78
CaO	4.89	9.66	9.41	4.98	7.15	9.53	10.84	10.70	7.27	5.05	7.21	7.56
Na ₂ O	3.66	3.18	3.27	4.12	3.31	2.69	2.41	3.30	5.43	3.13	2.98	3.01
K ₂ O	3.74	1.11	1.31	1.56	2.34	1.15	0.43	0.49	0.30	3.08	1.86	1.71
P ₂ O ₅	0.24	0.38	0.47	0.28	0.29	0.37	0.07	0.07	0.26	0.21	0.28	0.25
LOI	0.78	0.62	0.67	4.89	0.98	5.09	2.97	1.56	1.78	0.62	1.27	4.85
Total	99.43	100.16	99.94	99.3	100.1	99.84	100.37	99.77	99.66	99.37	99.79	99.48
Elementos Traza (ppm)												
V	116.4	214.0	233.3	19.4	208.8	376.2	147.2	232.4	207.9	126.6	152.1	264.4
Cr	8.2	21.1	21.6	0	18.7	21.2	333.9	517.2	20.0	11.6	10.1	21.7
Co	60.8	43.7	43.8	26.9	48.1	34.8	55.3	40.6	62.2	59.5	53.8	27.1
Ni	0.3	4.5	4.5	0	4.8	5.2	160	59.5	6.5	0.5	2.0	4.6
Cu	0	13.2	57.9	7.2	43.3	45.7	57.5	35.1	99.8	43.9	65.3	21.8
Zn	56.9	81.9	83.8	76.5	80.7	75.1	53.1	80.0	62.7	63.4	113.0	78.8
Ba	719.0	371.1	408.4	880.0	534.0	345.2	165.4	82.6	158.8	1036.2	657.2	572.9
Nb	9.1	5.6	5.9	7.9	7.9	4.6	3.9	3.8	6.9	7.5	6.6	6.1
Rb	119.0	28.2	37.6	35.6	74.1	34.7	15.7	17.7	8.7	117.8	60.0	48.3
Sr	427.8	733.1	695.9	904.8	525.0	694.6	184.2	200.0	475	488.5	575.0	578.3
Y	26.2	22.3	27.2	28	27.1	23.7	17.6	18.5	25.7	20.1	22.6	22.0
Zr	239.2	82.1	106.1	190	146.9	81.3	62.1	58.7	146.8	144.3	121.8	113.3
U	0	0.8	1.3	0	2.8	0.9	0.4	0	3.1	0.1	0	1.3
Th	24.6	3.9	4.9	13.2	10.3	3.5	2	2	7.6	21.4	7	5.6
Pb	14.3	10.3	11.2	16.7	17.4	6.4	3.2	15.9	15.4	12.5	16.1	8.4
Hf	2.27	1.48	1.98	6.74	2.09	2.06	2.01	1.06	2.4	1.48	1.05	2.96
Ta	0.78	0.57	0.58	0.99	0.56	0.42	0.44	0.36	0.64	0.66	1.14	0.37
B	529.1	820.5	899.2	758.2	814.0	562.9	828.6	1211.8	436.4	331.5	489.3	506.3
Sc	21.8	46.5	53.4	17.5	43.8	36.9	48.9	66.6	24.6	18.0	21.9	28.4
La	35.03	23.74	32.20	50.22	48.31	11.39	3.38	3.30	25.28	28.69	23.71	17.03
Ce	101.35	61.43	108.17	155.80	123.05	32.40	9.04	9.78	74.98	77.59	71.11	42.90
Pr	7.98	6.64	9.03	11.91	9.80	3.94	1.17	1.24	6.19	5.73	5.63	4.42
Nd	28.91	30.34	40.94	48.28	40.61	20.37	5.49	5.54	23.76	20.24	20.87	20.25
Sm	6.26	6.37	8.78	8.84	7.87	4.67	1.75	1.94	5.46	4.23	4.66	4.13
Eu	1.65	2.47	2.95	3.18	2.22	1.71	0.87	0.90	1.70	1.45	1.58	1.38
Gd	5.83	6.00	8.30	7.89	7.38	4.56	2.19	2.50	5.10	4.12	4.53	4.04
Tb	0.81	0.84	1.18	1.08	1.02	0.65	0.40	0.46	0.73	0.56	0.64	0.59
Dy	4.53	4.74	6.57	5.95	5.66	3.61	2.60	3.01	4.08	3.18	3.64	3.38
Ho	0.86	0.88	1.22	1.15	1.06	0.66	0.52	0.61	0.77	0.62	0.70	0.64
Er	2.67	2.66	3.70	3.73	3.21	1.96	1.63	1.90	2.39	1.96	2.17	1.97
Tm	0.36	0.35	0.49	0.53	0.42	0.25	0.22	0.26	0.32	0.27	0.29	0.27
Yb	2.55	2.46	3.41	3.96	2.98	1.75	1.59	1.79	2.25	2.00	2.09	1.87
Lu	0.36	0.35	0.48	0.60	0.41	0.24	0.23	0.26	0.31	0.29	0.30	0.27

Tabla 3.2.- Análisis de elementos mayores y traza de las rocas intrusivas cretácicas. Localización de las muestras: 1- Picos Whitten, 2- Pico Pulgar, 3- Pico Pirámide, 4- Nunatak Nobby, 5- Noroeste de Colina Mineral, 6- Nunatak El Fuelle, 7- Nunatak Sigfrido (situación en el mapa de la Fig. 3.1).

de la Universidad de Oviedo en un espectrómetro *WD-XRF PANalytical 2404* acoplado con un tubo de Rh. La precisión de la técnica fue mayor que $\pm 1\%$ relativo. El análisis de los elementos mayores se realizó en perlas, previa calcinación y fusión con tetraborato de Litio de las muestras en polvo y el análisis de los elementos traza en pastillas de las muestras en polvo prensadas con *Elvacite*. Los datos fueron procesados con el software *Pro-Trace-XRF PANalytical*.

El resto de elementos traza y REE (Tabla 3.2) se analizaron por ICP-MS en el laboratorio de Geocronología y Geoquímica (SGlker) de la Universidad del País Vasco/EHU, mediante el proceso de fusión-disolución descrito en García de Madinabeitia *et al.* (2007). En el mismo laboratorio se realizaron análisis isotópicos de Sr, Sm y Nd mediante ID-TIMS con un espectrómetro *Finnigan MAT262*, siguiendo los procedimientos de Pin y Bassin (1992) y Pin y Santos Zalduegui (1997) para la separación de Sr, Sm y Nd, con un trazador mixto $^{150}\text{Nd}/^{149}\text{Sm}$. Se han utilizado filamentos de Ta, cajas de Faraday en multicolección y los valores de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ para la corrección de la fraccionación (Steiger y Jäger, 1977; Wasserburg *et al.*, 1981). El error para $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ se estima en 0,2 %; los errores para las relaciones isotópicas de Nd y Sr de los patrones JNd-1 y NBS987 medidos durante los análisis se indican en las tablas (Tabla 3.3).

3.2.2.4.2. *Geoquímica de elementos mayores y traza*

De acuerdo con la distribución del contenido de SiO_2 (Fig. 3.19A) la mayoría de muestras corresponden a composiciones de dioritas y gabros y en menor proporción granodioritas. El predominio de composiciones dioríticas es característico de series de arco volcánico o calcoalcalinas. La proyección de los datos en el diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) permite observar esta tendencia calcoalcalina de enriquecimiento en álcalis (Na_2O y K_2O) con la diferenciación: desde los términos más máficos hacia los más félsicos (Fig. 3.19B).

Solo las muestras Ant-19 y Ant-34, que corresponden respectivamente a las rocas máficas del nunatak Nobby y a las que afloran al noroeste de la colina Mineral (Fig. 3.1), parecen desmarcarse de la tendencia calcoalcalina definida por el conjunto (triángulos verdes en la Fig. 3.19B). Además, estas rocas presentan mayores contenidos en CaO (10.70-10.84 wt.%), MgO (8.61-9.80 wt.%), Ni (59-160 ppm) y Cr (334-517 ppm), así como menores concentraciones de P_2O_5 (0.07 wt.%), Rb (15-17 ppm), Sr (184-200 ppm), Ba (82-165 ppm), Y (17-18 ppm), Th (2 ppm) y tierras raras (REE), en comparación con el resto (Tabla 3.2).

Dado que estas rocas ígneas se sitúan, en la zona norte, en un arco magmático Mesozoico y hacia el sur, en la cuenca sedimen-

Muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1SE (%)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2SE	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon(\text{Nd})_t$	Tdm
ANT-42 (1)	119.0	427.8	0.804453	0.704765	0.0009	0.703713	6.02	30.16	0.1207	0.512808	0.000006	0.512735	4.21	0.53
ANT-30 (2)	28.2	733.1	0.111234	0.703788	0.0008	0.703643	5.09	23.14	0.1330	0.512826	0.000004	0.512746	4.42	0.51
ANT-31 (2)	37.6	695.9	0.156241	0.703854	0.0008	0.703650	6.32	28.36	0.1348	0.512840	0.000003	0.512759	4.67	0.49
ANT-33 (2)	35.6	904.8	0.113781	0.704274	0.0007	0.704125	6.50	34.59	0.1136	0.512769	0.000006	0.512701	3.53	0.58
ANT-16 (3)	74.1	525.0	0.408171	0.704507	0.001	0.703973	6.41	31.33	0.1237	0.512786	0.000006	0.512712	3.74	0.57
ANT-18 (4)	34.7	694.6	0.144468	0.704353	0.001	0.704164	5.54	22.23	0.1506	0.512837	0.000004	0.512746	4.42	0.51
ANT-19 (4)	15.7	184.2	0.241575	0.706255	0.0007	0.705939	2.00	6.48	0.1867	0.512791	0.000006	0.512679	3.10	0.62
ANT-34 (5)	17.7	200.0	0.255965	0.705766	0.0012	0.705431	2.26	7.13	0.1917	0.512807	0.000003	0.512692	3.36	0.60
ANT-35 (5)	8.7	475.0	0.052967	0.704442	0.0009	0.704373	5.76	27.50	0.1267	0.512776	0.000004	0.512700	3.51	0.58
ANT-37 (6)	117.8	488.5	0.697388	0.704746	0.0008	0.703834	4.51	23.43	0.1164	0.512756	0.000005	0.512686	3.25	0.61
ANT-38 (6)	60.0	575.0	0.301760	0.704399	0.0009	0.704005	4.84	23.74	0.1234	0.512711	0.000004	0.512637	2.29	0.68
ANT-20 (7)	48.3	578.3	0.246505	0.705247	0.0013	0.704925	13.33	21.15	0.3814	0.512714	0.000004	0.512484	-0.69	0.92

Tabla 3.3.- Composición isotópica de Sr y Nd de las rocas intrusivas cretácicas. Localización de las muestras: (1) Picos Whitten, (2) Pico Pulgar, (3) Pico Pirámide, (4) Nunatak Nobby, (5) Noroeste de Colina Mineral, (6) Nunatak El Fuelle, (7) Nunatak Sigfrido (situación en el mapa de la Fig. 3.1).

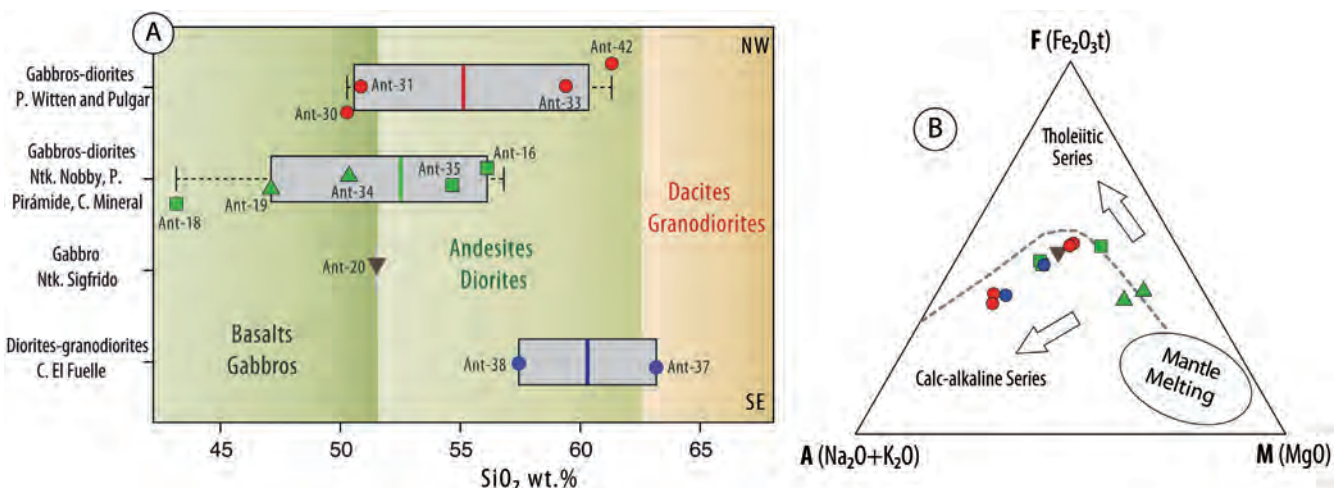


Figura 3.19.- A.- *Boxplot* (diagrama de caja) de la variación del contenido en SiO_2 wt.% de las rocas ígneas de bahía Esperanza y zonas próximas. La línea central de cada caja es la mediana de la distribución. B.- Diagrama AFM donde se aprecia la tendencia calcoalcalina del conjunto de muestras estudiadas.

taria James Ross, cabe la posibilidad de que exista una variación geoquímica con la distancia al arco volcánico. Sin embargo, en la mayoría de los casos no se observan correlaciones geoquímicas espaciales. Los elementos mayores no dan ningún patrón. De los elementos traza, solo el boro parece tener cierta correlación negativa con la distancia al arco (Fig. 3.20). Las muestras situadas más hacia el arco (hacia el NO) tienen contenidos de B mayores (≈ 700 -900 ppm) en comparación con las situadas más al sur (≈ 250 -500 ppm). El resto de elementos traza no presentan variabilidad espacial.

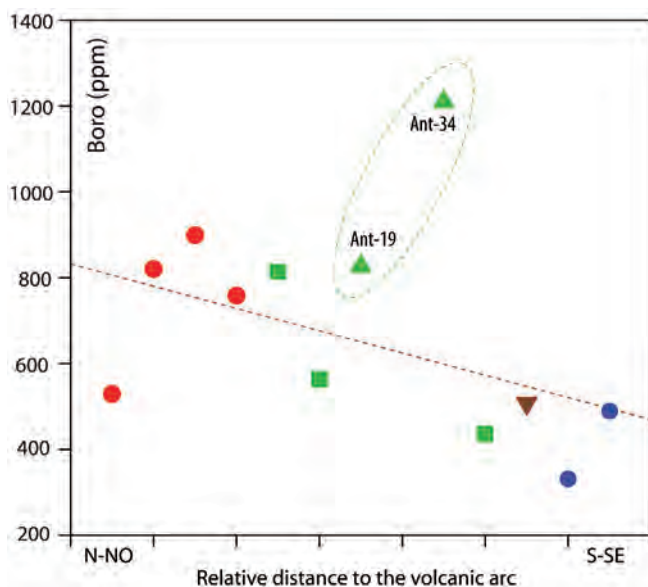


Figura 3.20. - Relación del contenido en Boro (ppm) frente a la distancia a la zona axial del arco volcánico, situado al N-NO de la península Tabarin. Existe una débil correlación de la que se desmarcan las rocas máficas Ant-19 y Ant-34.

Las variaciones de los elementos mayores respecto al MgO, tomado como índice de diferenciación, muestran enriquecimientos en SiO_2 , K_2O y Na_2O , y empobrecimiento en CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 y P_2O_5 (Fig. 3.21). El descenso de la relación $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ frente al MgO puede ser indicativo del fraccionamiento de anfíbol y/o clinopiroxeno, lo que explicaría estas tendencias geoquímicas. Los elementos traza Rb, Nb, Th, LREE y en menor medida Ba e Y, muestran aumentos correlativos al del Zr (índice de diferenciación) mientras que Sc y V decrecen en abundancia al aumentar el Zr (Fig. 3.21). El resto de los elementos muestran correlaciones pobres.

Las relaciones Nb/La y Zr/Y se utilizan como marcadores geoquímicos de contaminación cortical y de procesos de subducción. En los datos estudiados se observa que las muestras con valores muy bajos de Nb/La (<0.5) e indicativos de contaminación cortical/subducción, muestran valores elevados de Zr/Y (entre 3 y 10) también indicativos de contaminación cortical. En contraste, las rocas máficas Ant-19 y Ant-34 tienen valores de Nb/La >1 y relativamente bajos de Zr/Y (3-4), lo que sugiere una ausencia de procesos de contaminación cortical/subducción. En el diagrama de clasificación de Hollocher *et al.* (2012) se observa que estas muestras se proyectan en el campo MORB, en comparación con el resto, situadas en los campos relacionados con subducción en márgenes continentales activos (Fig. 3.21). La singularidad de las rocas máficas Ant-19 y Ant-34 se plasma además en sus relativamente elevados valores de Th/Nb y Th/Yb (signatura de arco) en contraposición a sus bajas relaciones de La/Yb y los valores elevados de Nb/La, indicativas, por el contrario, de ausencia de subducción.

Los espectros normalizados a los basaltos de dorsal centro oceánica (MORB; Pearce, 1983), dejan ver el contraste de las muestras Ant-19 y Ant-34 en comparación con el resto (Fig. 3.22). Los patrones de la serie de rocas más numerosa son los típicos de rocas ígneas generadas en márgenes activos de subducción: valores elevados de elementos LIL (Sr, Rb, K, Ba) y Th, anomalías negativas de Nb-Ta, y anomalías negativas de Ti, respecto al valor de MORB. Los patrones de las rocas máficas Ant-19 y Ant-34 son muy similares a los de un MORB pero con cierto enriquecimiento en elementos LIL (Sr, Rb, K, Ba) y Th, y ausencia de otras anomalías destacables.

Los espectros de tierras raras (REE) también permiten observar las mismas diferencias (Fig. 3.23). La mayoría de las muestras tienen un patrón normalizado con fraccionamiento y enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE), así como menor concentración y menor fraccionamiento de pesadas (HREE $\approx 10 \times$ condrito). Se observan bastantes anomalías positivas de Ce y algunas de Eu, mayoritariamente negativas y de escasa entidad. En contraste, los patrones de las rocas máficas Ant-19 y Ant-34 son prácticamente planos, sin fraccionamiento, con cantidades bajas de REE ($\approx 10 \times$ condrito) y ligeras anomalías positivas de Eu y Ce.

3.2.2.4.3. Geoquímica isotópica

Los contenidos isotópicos de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y de Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) y sus valores son indicadores petrogenéticos importantes para explicar el origen de estas rocas. La variación conjunta de ambos sistemas isotópicos se puede observar en la Fig. 3.24, donde se incluyen además los campos definidos por otras series de rocas andinas de diferentes edades.

Como se puede observar, la mayoría de los datos estudiados se proyectan en el campo de valores de $\text{EpNd} >0$ ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} >0.5125$) y valores de la relación de Sr inicial menores de 0.705, en correspondencia con la derivación mantélica de estas rocas. La mayor parte de las rocas analizadas tienen la misma composición isotópica que las del Cretácico Superior de Patagonia y la Península Antártica (Fig. 3.24). Es destacable que las muestras Ant-19 y Ant-34 se salen de la tendencia general al tener relaciones de Sr inicial mayores que el resto de rocas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705$ -0.706) pero manteniendo similares relaciones de Nd (Fig. 3.24). En todo el conjunto de muestras, la variación de ambas relaciones isotópicas con el contenido en SiO_2 muestra una ausencia de correlaciones claras.

3.2.2.4.4. Interpretación y discusión

El conjunto principal de muestras presenta una geoquímica calcoalcalina típica de un arco magmático. En estos contextos, la subducción se asocia con procesos de contaminación cortical debidos a la interacción de los magmas con la corteza engrosada del arco. Sin embargo, los datos isotópicos estudiados muestran valores positivos de EpNd , valores de $\text{Sr} < 0.706$ y ausencia de correlaciones positivas de las relaciones isotópicas con el contenido en SiO_2 , por lo que una contaminación con corteza continental es descartable. Su interpretación es que, o bien nunca se dio dicha contaminación, o bien ocurrió exclusivamente con materiales de similar composición a las rocas estudiadas, que formarían la mayor parte del arco.

Las rocas máficas, gabros del nunatak Nobby y los localizados al NO del cerro Mineral, Ant-19 y Ant-34, tienen una geoquímica diferente y podrían interpretarse como un magmatismo de cuenca tras arco. Presentan algunas similitudes con rocas de tipo boninita como elevados contenidos en MgO (8.6-9.8 wt.%),

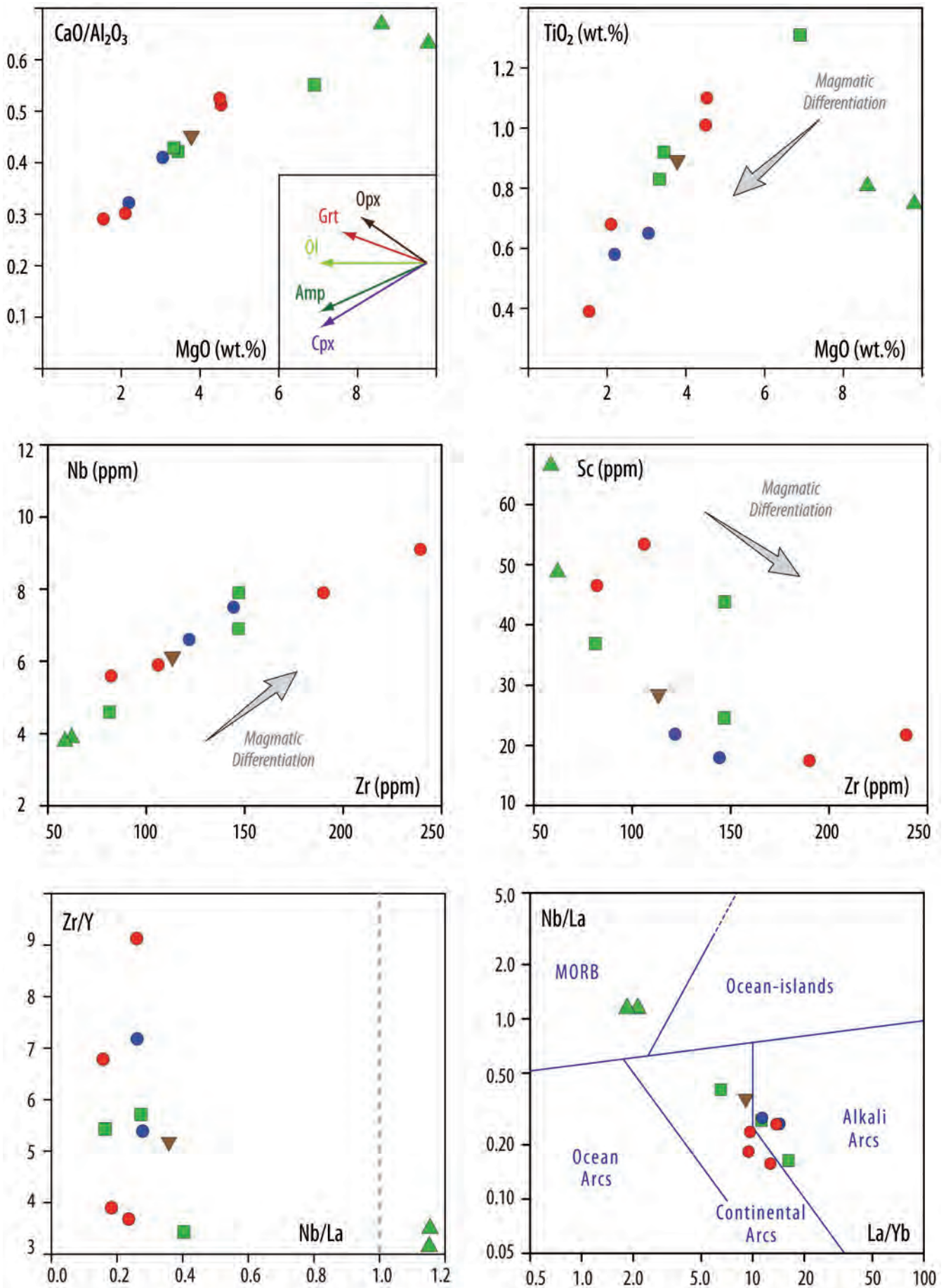


Figura 3.21.- Diagramas de variación para elementos mayores, traza y relaciones inter-elementales. Los vectores de fraccionamiento de minerales son aproximados (Cpx: clinopiroxeno, Amp: anfíbol, Ol: olivino, Grt: granate, Opx: ortopiroxeno). Los campos del diagrama Nb/La vs. La/Yb están tomados de Hollocher *et al.* (2012).

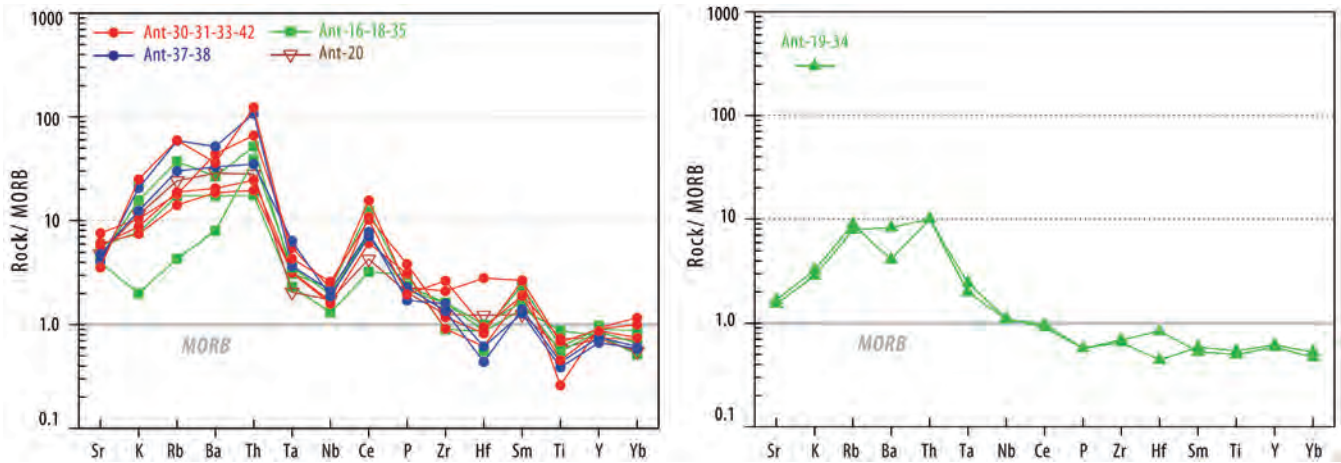


Figura 3.22.- Diagramas multi-elementales normalizados a MORB (Pearce, 1983). Se han separado dos grupos con patrones contrastados: el conjunto de muestras mayoritario (izquierda) y las muestras Ant-19 y Ant-34 (derecha).

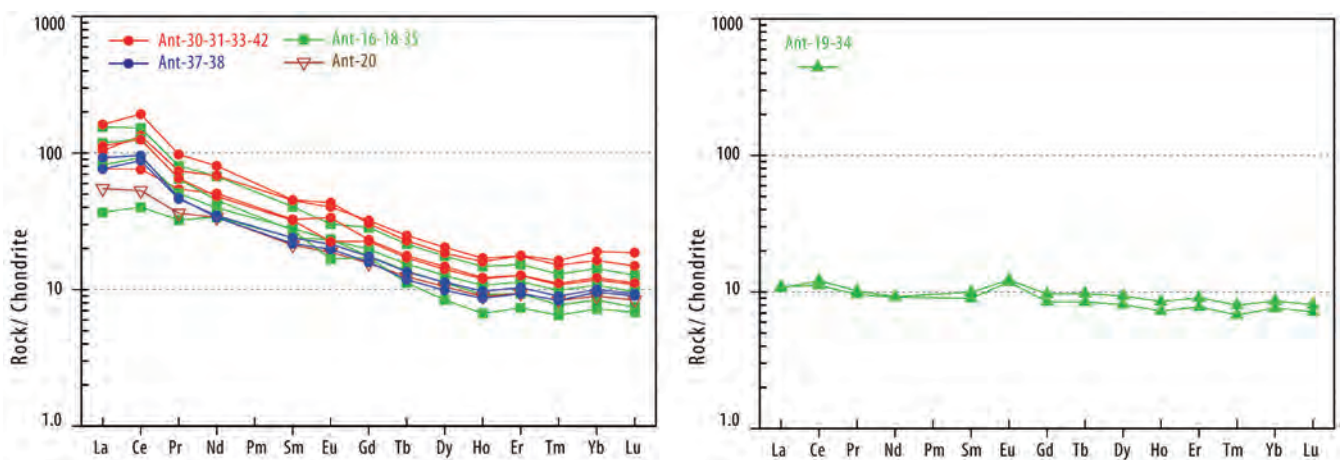


Figura 3.23.- Diagramas de tierras raras (REE) normalizados a condritos (Boynton, 1984). Se han separado dos los grupos previamente establecidos: el conjunto de muestras mayoritario (izquierda) y las muestras Ant-19 y Ant-34 (derecha).

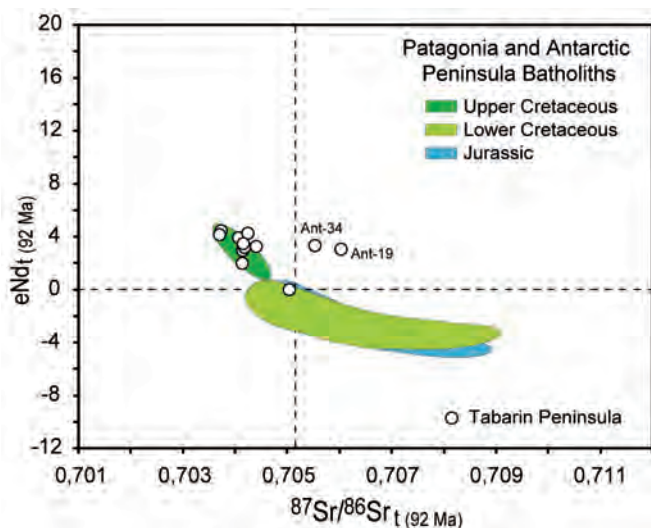


Figura 3.24.- Valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ frente a $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ calculados para las rocas estudiadas. Se incluyen las relaciones isotópicas de otros conjuntos o suites de batolitos de Patagonia y la Península Antártica (Wareham *et al.*, 1997, Parada *et al.*, 1999, Pankhurst *et al.*, 1999, Storey *et al.*, 1999, Leat *et al.*, 2002, Hervé *et al.*, 2007).

Ni (59-160 ppm), Cr (334-517 ppm), altos valores isotópicos de Sr ($Sr_i = 0.7052-0.7062$) y bajas relaciones La/Yb (≈ 2). Sin embargo, tienen contenidos relativamente bajos en SiO_2 (47-50 wt.%),

valores bajos de LOI ($\approx H_2O$: 1.5-2.9 wt.%), relativamente altos en TiO_2 (0.75-0.83 wt.%), espectros de REE sin formas cóncavas y ausencia de anomalías negativas de Nb (relaciones elevadas de Nb/La). En cualquier caso, esta geoquímica se podría explicar en parte con bajas/moderadas tasas de fusión parcial sobre un manto residual (altos contenidos en MgO, Ni, Cr, bajos en REE y sin fraccionamiento) y una interacción con fluidos hidrotermales oxidantes (anomalías positivas de Ce y Eu, valores elevados de Sr).

3.2.2.4.5. Contexto Geodinámico

En la zona de estudio, la disposición de arco magmático hacia el norte-noroeste de Tabarin y cuenca tras arco situada al SSE (Fig. 3.25), es similar a la descrita por Elliot (1988) para los periodos Cretácico-Paleógeno. La configuración sería, de norte a sur: corteza oceánica subducente, arco magmático formado por las islas Shetland (*fore arc*) y la Península Antártica (*arc*) y cuenca tras arco James Ross (*back-arc*).

En esta situación las muestras Ant-19 y Ant-34 se situarían hacia la zona de la cuenca tras arco, mientras que el resto estarían ubicadas en la zona de arco, como indica su geoquímica (Fig. 3.25).

En un contexto de subducción, la mayor parte de los fundidos y fluidos son extraídos en la zona de arco (Fig. 3.26). La corteza oceánica que subduce hacia las zonas de *back-arc* tiene por lo tanto

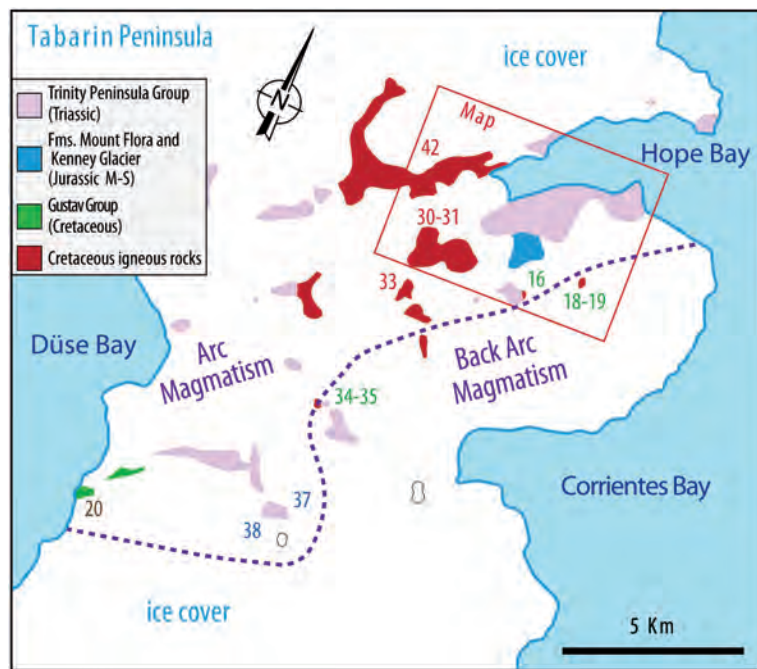


Figura 3.25.- Mapa geológico de afloramientos de la Península Tabarin con la situación de las rocas ígneas, sedimentarias (color rosa, azul y verde) y el posible límite del magmatismo de arco y tras-arco. La numeración corresponde a las muestras estudiadas.

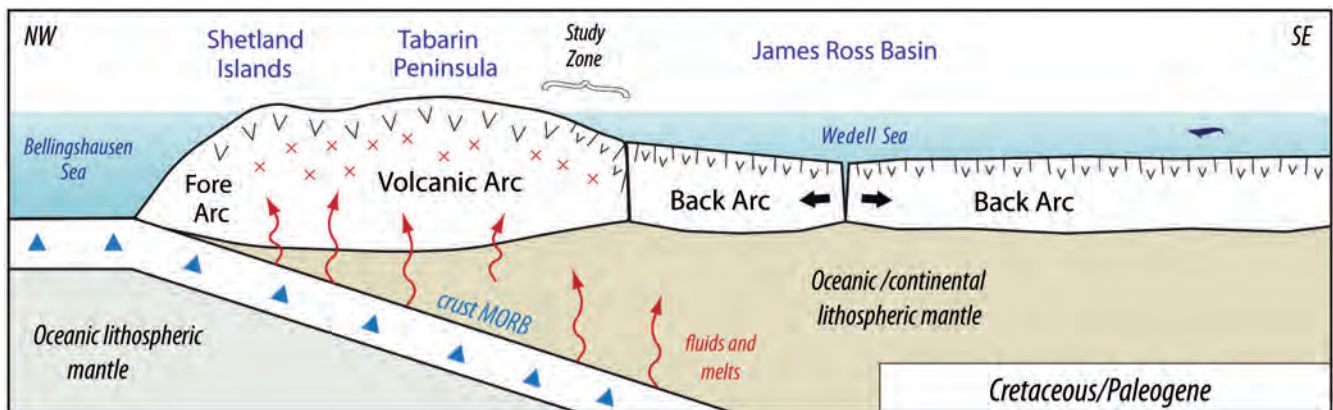


Figura 3.26.- Modelo geológico del arco magmático durante los periodos Cretácico-Paleógeno, basado en Elliot (1988). La zona de estudio se sitúa entre los dominios del arco magmático y la Cuenca James Ross, interpretada por este autor como una cuenca trasera de arco y de carácter ensiálico (continental).

un carácter residual, con escasa capacidad de fusión o de pérdida adicional de volátiles. Los escasos fluidos liberados en esta situación pueden contribuir a la fusión parcial en el manto supra-adyacente aunque es probable que no tengan capacidad de generar una signatura de arco o calcoalcalina importante. De esta ma-

nera los fundidos generados en la cuenca trasera de arco, en este contexto, podrían corresponder con bajos porcentajes de fusión producidos en parte por procesos extensionales propios de la cuenca (perdida de presión) sumados a la escasa introducción de fluidos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDEL-RAHMAN, A.-F.M. (1994): Nature of biotites from alkaline, calcalkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrology* 35: 525-541.

BOYNTON, W.V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. 63-114.

CAS, R. and WRIGHT, J. (1987): *Volcanic successions*. Allen and Unwind. London. 528 p.

DEL VALLE, R.; HEREDIA, N.; MONTES, M.; NOZAL, F. y MARTÍN-SERRANO, Á. (2007). El Grupo Trinity Peninsula en la península Tabarin, extremo norte de

la península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(4): 498-505.

DEL VALLE, R.; MORELLI, J.R. and RINALDI, C.A. (2001): Geology of new localities on Tabarin Peninsula, northern Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 13(3): 323-328.

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., Woodburne, M.O. eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 541-555.

FISHER, R.V. (1966): Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Science Reviews*, 1: 287-298.

- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; RUIZ-CONSTÁN, A.; PEDRERA, A.; GHIDELLA, M.; MONTES, M.; NOZAL, F. and RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R. (2013): Magnetic anomalies in Bahía Esperanza (NE Antarctic Peninsula): crustal structures and glacier erosion. *Tectonophysics*, 585: 68-76.
- GARCÍA DE MADINABETIA, S.; SÁNCHEZ LORDA, M.E. and GIL IBERGUCHI, J.I. (2008): Simultaneous determination of major to ultratrace elements in geological samples by fusión-dissolution and inductively coupled plasma mass spectrometry techniques. *Analytica Chimica Acta*, 625 (2): 117-130.
- GIFKINS, C.; HERRMANN, W. and LARGE, R. (2005): *Altered volcanic rocks. A guide to description and interpretation*. Published by the Centre for Ore Deposit Research. University of Tasmania, Australia, 275 p.
- HEREDIA, N.; GALLASTEGUI, G.; MONTES, M.; NOZAL, F. and DEL VALLE, R.A. (2006): The Gondwanic evolution of the Tabarin Peninsula (Antarctic Peninsula). In: *VII Simposio Español de Estudios Polares, Granada. Resúmenes*: 155-157.
- HEREDIA, N.; GARCÍA-SANSEGUNDO, J. y GALLASTEGUI, G. et al. (2016): Evolución Geodinámica de los Andes argentinochilenos y la Península Antártica durante el Neoproterozoico tardío y el Paleozoico. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 36: 237-278.
- (2018): The Pre-Andean phases of construction of the Southern Andes basement in Neoproterozoic-Paleozoic times. In: *The Evolution of the Chilean-Argentinean* (Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N. et al. eds.). *Andes. Earth System Sciences*. Springer: 133-153.
- HEREDIA, N.; MONTES, M.; NOZAL, F.; GALLASTEGUI, G. and DEL VALLE, R. (2005): The Gondwanic Orogenic Cycle in the Tabarin Peninsula (Antarctica). In: *Gondwana 12*, (Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D., eds.), Academia Nacional de Ciencias, Mendoza, Argentina: 196.
- HEREDIA, N.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2004): Evolución gondwánica de la Península Tabarin (península Antártica). In: *Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. DNA-IAA, Buenos Aires. CD-ROM. Resumen Expandido N° 102GG, 4 p.
- HERVÉ, F.; PANKHURST, R.J.; FANNING, C.M.; CALDERON, M. and YAXLEY, G.M. (2007): The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97: 373-394.
- HOLLOCHER, K.; ROBINSON, P.; WALSH, E. and ROBERTS, D. (2012): Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312: 357-416.
- IRVINE, T.N. and BARAGAR, W.R. (1971): A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-548.
- ISACHSEN, C.E.; COLEMAN, D.S. and SCHMITZ, M. (2007): *PbMacDat program*. Available at <http://www.earth-time.org>.
- KROGH, T.E. (1973): A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 485-494.
- (1982): Improved accuracy of U-Pb zircon ages by creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 637-649.
- LE BAS, M.J. (1962): The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sci.*, 260: 267-268.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W. and YOUNG, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61: 295-321.
- LEAT, P.T.; RILEY, T.R.; WAREHAM, C.D.; MILLAR, I.L.; KELLEY, S.P. and STOREY, B.C. (2002): Tectonic setting of primitive magmas in volcanic arcs: an example from the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, London, 159: 31-44.
- LUDWIG, K.R. (2003): Isoplot/Ex 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Center, Special Publications*, 4.
- MATTINSON, J.M. (2005): Zircon U-Pb chemical abrasion (CA-TIMS) method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220(1-2): 47-66.
- MCPHIE, J.; DOYLE, M. and ALLEN, R. (1993): *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. ACR Centre of Excellence in Ore Deposits. University of Tasmania, Australia. 198 p.
- MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FERGUSON, A.K.; GINZBURG, I.V.; ROSS, M.; SEIFERT, F.A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K. and GOTTARDI, G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, 39: 55-76.
- (1989): Nomenclature of pyroxenes. *Can. Mineral.*, 27: 143-156.
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J.M. and CARRON, J.P. (1985): Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 301(11): 813-818.
- 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.
- PANKHURST, R.J.; RILEY, T.R.; FANNING, C.M. and KELLEY, S.P. (2000): Episodic silicic volcanism in Patagonia and Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5), 605-625.
- PANKHURST, R.J.; WEAVER, S.D.; HERVÉ, F. and LARRONDO, P. (1999): Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 156: 673-694.
- PARADA, M.A.; NYSTRÖM, J.O. and LEVI, B. (1999): Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*, 46: 504-521.
- PEARCE, J.A. (1983): Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margin. In: *Continental Basalts and Mantle Element Xenoliths*. (Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., eds.). Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 272 p.
- PIN, C. and BASSIN, C. (1992): Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytica Chimica Acta*, 269: 249-255.
- PIN, C. and SANTOS ZALDUEGUI, J.F. (1997): Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta*, 339: 79-89.
- RILEY, T.R. and LEAT, P.T. (1999): Large volume silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Gondwana: lithological and stratigraphical investigations from the Antarctic Peninsula. *Geological Magazine*, 136(1): 1-16.
- RILEY, T.R.; FLOWERDEW, M.J.; HUNTER, M.A. and WHITEHOUSE, M.J. (2010): Middle Jurassic rhyolite volcanism of eastern Graham Land, Antarctic Peninsula: age correlations and stratigraphic relationships. *Geological Magazine*, 147(4): 581-595.

- RILEY, T.R.; LEAT, P.T.; PANKHURST, R.J. and HARRIS, C. (2001): Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, 42(6): 1043-1065.
- RUBIO-ORDÓÑEZ, A.; VALVERDE-VAQUERO, P.; CORRETGÉ, L.G.; CUESTA-FERNÁNDEZ, A.; GALLASTEGUI, G.; FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ, M. and GERDES, A. (2012): An Early Ordovician tonalitic–granodioritic belt along the Schistose-Greywacke Domain of the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *Geological Magazine*, 149: 927-939.
- SÖDERLUND, U. and JOHANSSON, L. (2002): A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂). *Geochem. Geophys. Geosyst.*(G3), 3(2). DOI: 10.1029/2001GC000212, 7 p.
- STACEY, J.S. and KRAMERS, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2): 207-221.
- STEIGER, R.H. and JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36: 359-362.
- STOREY, B.C.; LEAT, P.T.; WEAVER, S.D.; PANKHURST, R.J.; BRADSHAW, J.D. and KELLEY, S. (1999): Mantle plumes and Antarctica-New Zealand rifting: evidence from mid-Cretaceous mafic dykes. *Journal of the Geological Society of London*, 156: 673-694.
- THOMSON, M. and PANKHURST, R.J. (1983): Age of post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region. In: *Antarctic Earth Science* (Oliver, R., James, P. and Jago, J., eds.). Australian Academy of Science, Canberra: 328-333.
- VALVERDE-VAQUERO, P. (2009): Método de datación U-Pb ID-TIMS en el laboratorio geocronológico del IGME (Tres Cantos). In: *VII Congreso Ibérico de Geoquímica, Soria (España), Comunicaciones*, 758-765.
- WAREHAM, C.D.; MILLAR, I.L. and VAUGHAN, A.P. (1997): The generation of sodic granite magmas, western Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128: 81-96.
- WASSEMBURG, G.J.; JACOBSEN, S.B.; DEPAOLO, D.J.; MCCULLOCH, M.T. and WEN, T. (1981): Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 2311-2323.

4. TECTÓNICA

N. Heredia, M. Montes, F. Nozal, R. del Valle y L.R. Rodríguez Fernández

Índice del capítulo

4. TECTÓNICA.....	89
4.1. INTRODUCCIÓN	89
4.2. ESTRUCTURAS TECTÓNICAS PREANDINAS.....	90
4.3. DEFORMACIONES TECTÓNICAS ANDINAS	92
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94

4. TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

El área ocupada por el mapa geológico de bahía Esperanza, se encuentra en extremo más septentrional de la península Tabarin, si-

tuada a su vez en la parte septentrional de la Península Antártica (Fig. 4.1). Las características tectónicas del entorno de bahía Esperanza han de contemplarse pues teniendo en cuenta este contexto.

La Península Antártica constituye la prolongación meridional de la Cordillera de los Andes, pues estuvo unida al extremo meridio-

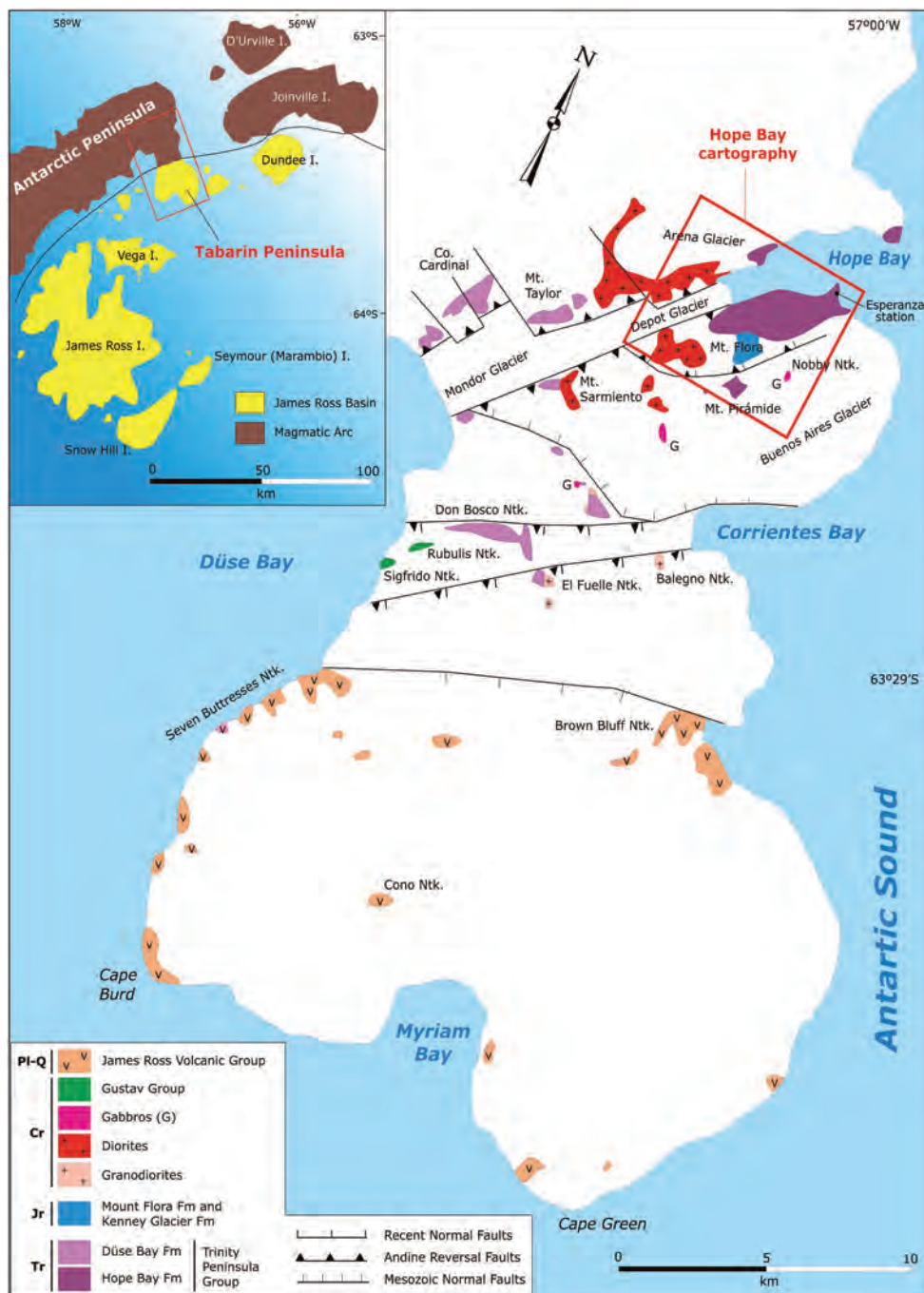


Figura 4.1.- Mapa geológico esquemático de la península Tabarin, mostrando sólo las grandes deformaciones que afectan al Grupo Trinity Peninsula. Tomado de del Valle *et al.* (2007).

nal de los Andes Patagónicos hasta el Cretácico, previamente a la apertura del estrecho de Drake que individualizó el continente antártico de Suramérica. En la zona de estudio afloran las dos unidades morfoestructurales características de este sector de la Península Antártica: el Arco Magmático al NO y la Cuenca James Ross al SE (Fig. 4.1), que son ámbitos tectónicos originados durante la evolución meso-cenozoica de esta área antártica.

El Arco Magmático está constituido fundamentalmente por rocas intrusivas mesozoicas y cenozoicas entre las que afloran retazos de un zócalo matasedimentario permo-triásico o más antiguo, sobre el que se apoya, de forma discordante, un complejo vulcano-sedimentario mesozoico.

Las rocas más antiguas aflorantes en el área de bahía Esperanza y Monte Flora pertenecen a la Fm Hope Bay (Grupo Trinity Península). Esta formación constituye un basamento metasedimentario de edad permo-triásico y ha sido deformada por un evento tectónico posterior (Triásico Superior-Jurásico Inferior) que ha sido denominado **Ciclo Orogénico Tabarin** (Heredia *et al.*, 2016, 2018). El Ciclo Orogénico Gondwánico, que se desarrolló entre el Devónico Medio y el Pérmico Inferior y que culminó con la orogenia del mismo nombre, está bien representado en los Andes Patagónicos y podría haber afectado a las rocas carboníferas y pérmicas aflorantes en otras áreas de la península Tabarin como en el caso del entorno de la bahía Düse. (Heredia *et al.*, 2016, 2018).

Las rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas y cretácicas de las formaciones Kenney Glacier y Mount Flora se sitúan de forma claramente discordante sobre los pliegues de la Fm Hope Bay y se encuentran, asimismo, plegadas por un suave sinclinal de eje ONO (Rodríguez Fernández *et al.* 2008). Afectando a este conjunto vulcano sedimentario aparecen un conjunto de fallas extensionales, de dirección NNE, y un salto de más de 100 m, bien visibles al sur del glaciar Flora, probablemente ligadas a la desmembración de Gondwana y a la apertura del Océano Atlántico durante el Jurásico (Rodríguez Fernández *et al.*, 2008). Contemporáneamente aparece un plutonismo calcoalcalino que se prolonga hasta el Cretácico y al que se asocia un importante cortejo filoniano. Estos procesos, que se producen en ausencia de metamorfismo, comienzan en este sector a finales del Cretácico Inferior (Barremiense-Aptiense) y se prolongan hasta el Eoceno (del Valle *et al.*, 2007 y trabajos allí citados).

4.2. ESTRUCTURAS TECTÓNICAS PREANDINAS

Tradicionalmente las deformaciones que afectan a las rocas del Grupo Trinity Península se han asociado a la Orogenia Gondwánica (Hervé, 1992, del Valle *et al.*, 2007, Hervé *et al.*, 2008) que sería más joven hacia el sur, alcanzando al Triásico en la Península Antártica. Recientemente (Heredia *et al.*, 2016), proponen la existencia de un nuevo ciclo orogénico, de edad Permo-Triásica y por lo tanto intercalado entre las orogenias Gondwánica y Andina, con el que se relacionaría las deformaciones que afectan al Grupo Trinity Península. Para esta nueva etapa deformativa se utilizó la denominación de Ciclo Orogénico Tabarin (Heredia *et al.*, 2016), dado que sus secuencias pre- y sinorogénicas (del Valle *et al.*, 2007) se conservan de forma completa en la península homónima, aunque estos últimos autores las han atribuido al Ciclo Gondwánico. Además, según Heredia *et al.* (2016, 2018) la Orogenia Tabarin sería una orogenia relacionada con un proceso de subducción, mientras que la Orogenia Gondwánica está vinculada fundamentalmente con un proceso de colisión, producido por la acreción al margen SO de Gondwana de un fragmento continental, representado por lo que hoy es la Península Antártica y la Antártida Occidental. Esto implica que las rocas afectadas por ambas orogenias presenten evoluciones tectono-metamórficas y tectono-sedimentarias distintas, siendo generalmente la deformación gondwánica más intensa, alcanzando también un grado metamórfico más alto.

En bahía Esperanza, las rocas de la Fm Hope Bay, muestran una estructura general homoclinal con un buzamiento constante hacia el oeste y con el desarrollo de varios pliegues asimétricos, de escala hectométrica, con ángulo entre flancos muy abierto, plano axial con disposición subvertical o con leve buzamiento al norte (Figs. 4.2 y 4.3) y sin esquistosidad relacionada (Rodríguez Fernández *et al.*, 2008). En áreas situadas más al NO, en el sector de los montes Cardinal y Taylor, el Grupo Trinity Península muestra una esquistosidad bastante generalizada, pudiéndose reconocer hasta dos generaciones de pliegues, desde subverticales a vergentes al SE; y pequeñas zonas de cizalla (Heredia *et al.*, 2004, 2006).

Las trazas axiales de estas estructuras, muestran una dirección predominante NNE-SSO, entre N26° y N34°, con una inmersión de entre 16° y 65° hacia el NNE (Fig. 4.2). Los sinclinales están relativamente bien expuestos, y los respectivos anticlinales fueron

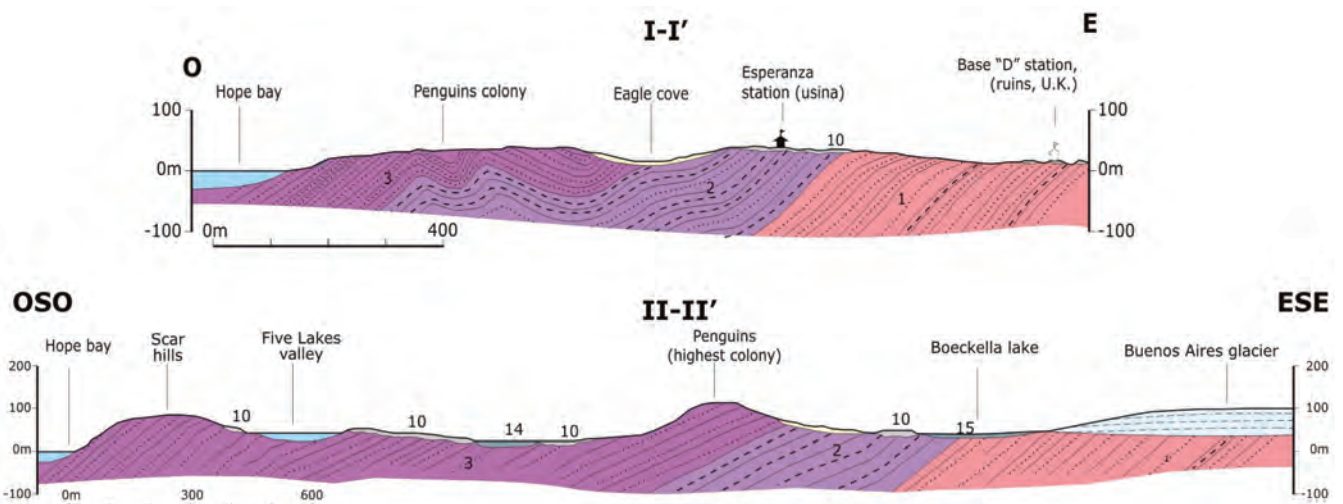


Figura 4.2.- Cortes geológicos de la Fm Hope Bay mostrando una estructura monoclinial en el Corte II-II' con la presencia de algunos pliegues abiertos de plano axial subvertical en el Corte I-I'.

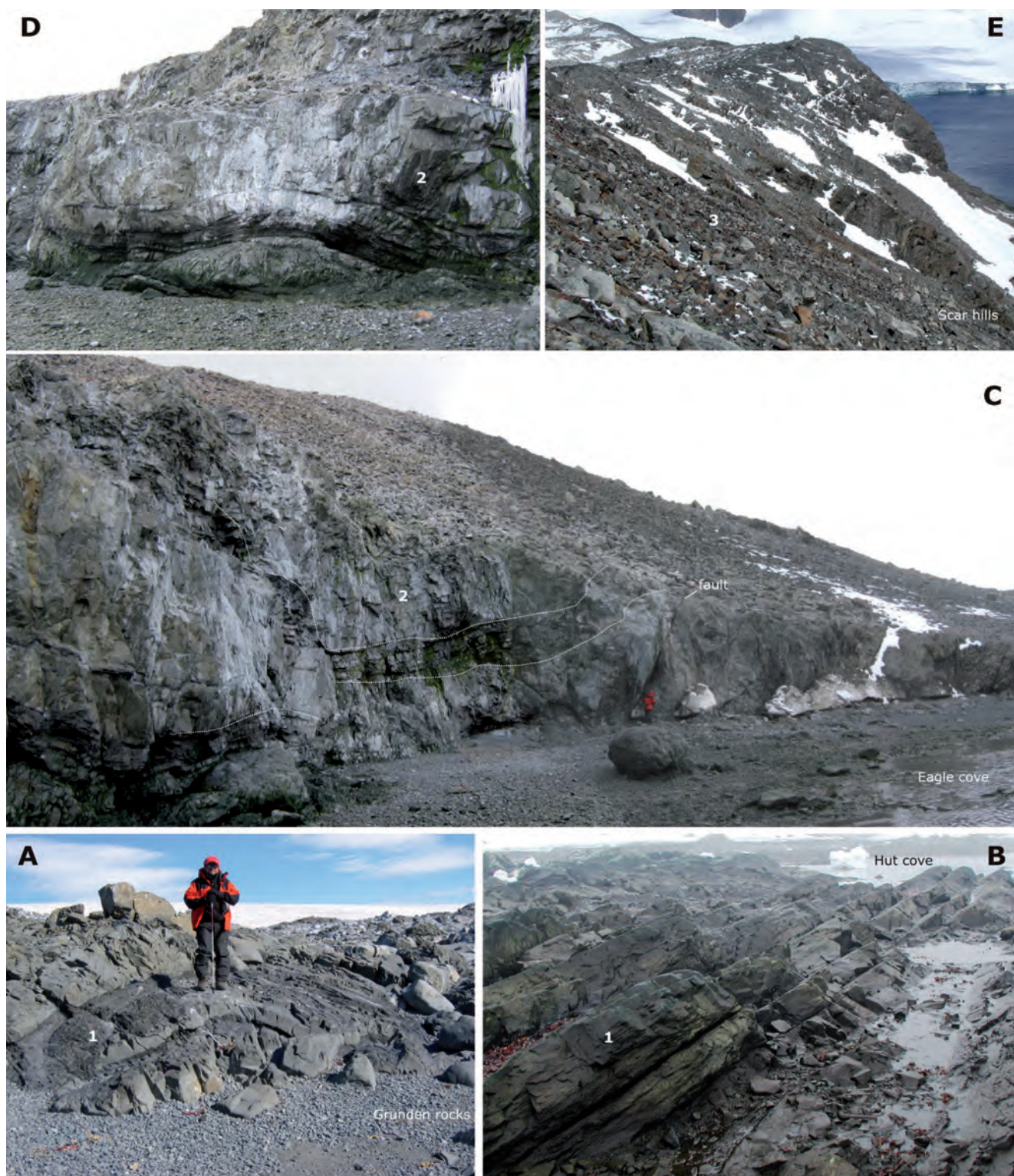


Figura 4.3.- Diversas estructuras de las unidades de la Fm Hope Bay (ver cortes de la Fig. 4.2). **A.-** Pliegues de pequeña escala con buzamientos suaves y plano axial vertical en la zona de rocas Grunden. **B.-** Estructura monoclinical de las capas en caleta Cabaña sobre el Miembro Caleta Cabaña (1). **C.-** Pliegues laxos y fallas en los acantilados de la caleta Águila sobre el Miembro Puerto Moro (2). **D.-** Detalle de anticlinal en caleta Águila. **E.-** Estructura monoclinical en colinas Scar sobre el Miembro Colinas Scar (3).

truncados por la erosión glaciar. Localmente, algunos pliegues adquieren un mayor apretamiento y cerca de sus zonas de charnela desarrollan un clivaje incipiente, aunque la deformación no supera nunca la anquizona (Hervé, 1992). Este plegamiento puede ser asignado al Triásico Superior, reflejando probablemente una transpresión relacionada con la fase final de la subducción del Ciclo Tabarin, (Heredia *et al.* 2004, 2005, 2006; del Valle *et al.* 2007; Heredia *et al.*, 2016).

En las costas de la bahía Düse, fuera del mapa geológico de bahía Esperanza, afloran secuencias sinorogénicas monoclinales, buzando generalmente hacia el NO, relacionadas con el Orogenia Tabarin (Fm Düse Bay, del Valle *et al.*, 2007). Esta formación contiene numerosas intercalaciones volcánicas, como corresponde a una secuencia sinorogénica relacionada con un orógeno de subducción y por lo tanto depositadas en una cuenca de antepaís de retroarco (Heredia *et al.*, 2016, 2018).

4.3. DEFORMACIONES TECTÓNICAS ANDINAS

Las Formaciones Kenney Glacier y Mount Flora se encuentran plegadas formando un sinclinal de eje ONO (Fig. 4.4A). El flanco mejor expuesto es el NE, en la cara norte del Monte Flora, donde se encuentran los mejores afloramientos de ambas series, pre-

sentando buzamientos hacia el SE de 50° a 20°. La serie conjunta de ambas formaciones experimenta un progresivo aumento de potencia hacia el N, conformando un abanico de capas que puede observarse claramente desde el SE del Monte Flora (Fig. 4.5A). Esta disposición geométrica probablemente fue originada sincrónicamente con la actividad de una importante estructura

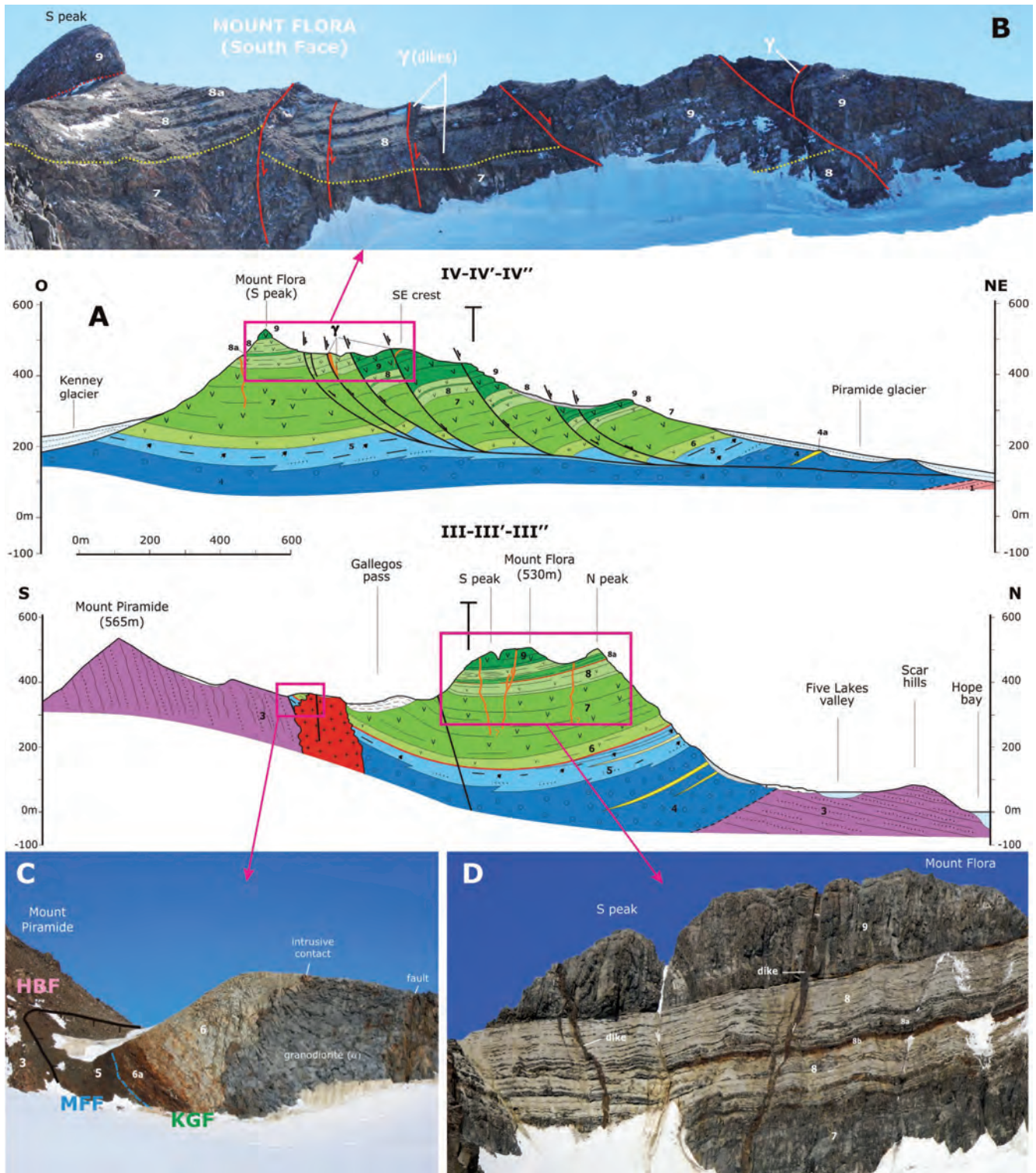


Figura 4.4.- A.- Cortes geológicos del Monte Flora. **B.-** Panorámica de la cara sur, mostrando algunas de las fallas distensivas del final del ciclo andino que son intruídas por diques básicos. La geometría de las fallas se muestra en el Corte II-II". En el Corte III-III" se muestra la geometría de abanico de capas (ver también Fig. 4.5A) de la Fm Kenney Glacier (unidades 6-9) que revela la sincronía del depósito de la formación con el movimiento de una falla distensiva situada entre el pico Pirámide y el Monte Flora (collado Gallegos) que afectó a las rocas del Grupo Trinity Peninsula (unidad 3). **C.-** Contacto intrusivo irregular de granodioritas cretácicas (α), sobre las unidades 5 (MFF) y 6 (KGF), en collado Gallegos. En este afloramiento se tomaron las muestras para datación absoluta U-Pb (92.5 ± 0.5 Ma). Falla afectando a la granodiorita. **D.-** Diques básicos en la cara NE del Monte Flora.

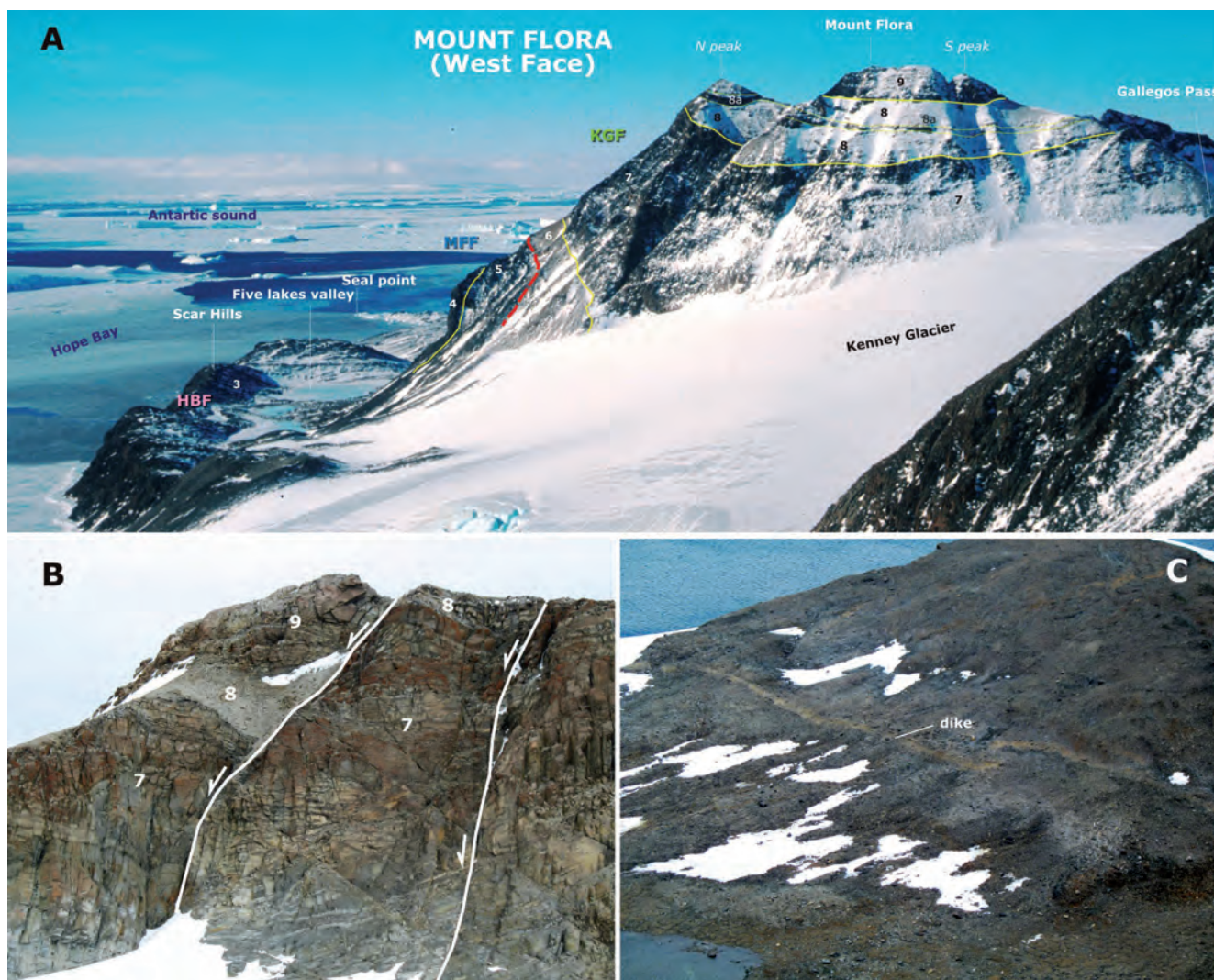


Figura 4.5.- A.- Cara O del Monte Flora mostrando las tres formaciones presentes en bahía Esperanza y la mayor parte de sus unidades. Se observa la estructura en sinclinal de las formaciones jurásicas, Fm Mount Flora (MFF) y Fm Kenney Glacier (KGF); y una leve geometría en abanico de capas (unidad 8 ganando espesor hacia el N) que revela una cierta sincronía de la deformación con el depósito. **B.-** Fallas normales distensivas en la cresta NE del Monte Flora (cresta *Rollover*), donde se aprecia un desplazamiento de más de 100 m. **C.-** Dique de colores claros en las proximidades del valle de las Cinco Lagunas.

extensional situada en el paso collado Gallegos, entre el Monte Flora y el pico Pirámide, de dirección NE y registrada en gran parte del N de la Península Tabarin (Fig. 4.1, Heredia *et al.*, 2004). Dicha estructura pertenecería a las primeras etapas de estructuración del Ciclo Andino (etapa preorogénica) en la Península Antártica, permaneciendo activa al menos hasta el Jurásico Superior, tal como sugiere la cronología de las series sintectónicas afectadas.

Afectando a la Fm Kenney Glacier y a la Fm Mount Flora también existen fallas distensivas claramente visibles en el flanco sur del Monte Flora (Figs. 4.4B y 4.5A). Estas fallas de dirección NNE, tienen un salto normal de más de 100 m. Los afloramientos de las unidades 4 y 5 ubicados al NE del Monte Flora, cartografiados por primera vez en el Mapa Geológico (Montes *et al.*, 2013), están preservados en el bloque hundido de una de estas fallas (Corte IV-IV", Fig. 4.4A). Dado que estas estructuras afectan a las series más modernas de la zona, se puede inferir una nueva etapa distensiva, producida al final del Ciclo Andino. Esta etapa distensiva, probablemente esté relacionada con la intrusión de las rocas plutónicas cretácicas en la zona.

Un intenso diaclasado de dirección NE-SO está presente en las tres formaciones del área, así como al menos, dos sistemas de diques

básicos de direcciones NE-SO y ONO-ESE (Figs. 4.4D y 4.5B y C). Algunos de estos diques intruyeron aprovechando zonas de falla como las que se observan en la cara sur del Monte Flora.

Durante el Aptiense-Coniaciense temprano, tuvo lugar el depósito de un potente prisma sedimentario marginal formado mayormente por sedimentos clásticos de grano grueso (parte inferior del Grupo Gustav en el NO de la isla James Ross y capas equivalentes). Esto indica que la sedimentación en la zona proximal de la cuenca James Ross, estuvo controlada por fallas extensionales activas durante este periodo (Hathway, 2000). Sincrónicamente a la creación del espacio de acomodación en la cuenca de trasarco, en el arco magmático se producía un aumento en la actividad ígnea y volcánica, con intrusiones de dioritas y granodioríticas en toda la parte norte de la Península Antártica. Estos plutones intruyen sobre las rocas pertenecientes a los grupos Trinity Peninsula, Botany Bay y Volcánico Graham Land. En collado Gallegos puede observarse un magnífico afloramiento del contacto intrusivo de una de estas rocas granodioríticas (Fig. 4.4C), datado en este trabajo en 92.5 ± 0.5 Ma (Turoniense medio, ver Capítulo 3-Rocas ígneas).

La existencia de contactos tectónicos entre los sedimentos de la cuenca y el basamento en el oeste de la península Tabarin

(Fig. 4.1), sugiere la presencia de varias fallas inversas en este sector, tanto inclinadas hacia el oeste, como retrovergentes inclinadas hacia el este y que deben haber reactivado estructuras extensionales previas (Heredia *et al.*, 2004, 2006), las cuales a su vez pueden volver a reactivarse como fallas extensionales durante el depósito del Grupo Volcánico James Ross. Estas fallas inversas se pueden enmarcar en la Orogenia Andina que afectó a esta zona a partir del Cretácico Superior (Coniaciense), produciendo el levantamiento de la Región del Arco Magmático y

posteriormente la inversión parcial de la Cuenca James Ross (Hathway, 2000; del Valle y Miller, 2001) que pasaría a funcionar, a partir de ese momento, como una cuenca de antepaís de retroarco.

Un nuevo periodo extensional afecta a la Península Antártica a partir del Mioceno, el cual permite el desarrollo del Grupo Volcánico James Ross muy cerca de los límites de zona incluida en el Mapa Geológico de bahía Esperanza.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- DEL VALLE R. and MILLER, H. (2001): Transpresional deformation along the margin of Larsen Basin: new data from Pedersen Nunatak, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 13 (2): 158-166.
- 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): 498-505.
- HATHWAY, B. (2000): Continental rift to back-arc basin: stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 417-432.
- HEREDIA, N.; GALLASTEGUI, G.; MONTES, M.; NOZAL, F. and DEL VALLE, R. (2006): The Gondwanic evolution of the Tabarin Peninsula (Antarctic Peninsula). *Libro de Resúmenes VII Simposio Español de Estudios Polares; Granada*, 155-157.
- HEREDIA, N.; GARCÍA-SANSEGUNDO, J.; GALLASTEGUI, G. *et al.* (2016): Evolución Geodinámica de los Andes argentinochilenos y la Península Antártica durante el Neoproterozoico tardío y el Paleozoico. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 36: 237-278.
- (2018): The Pre-Andean phases of construction of the Southern Andes basement in Neoproterozoic-Paleozoic times. In: *The Evolution of the Chilean-Argentinean* (Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N. *et al.* eds.). Andes. *Earth System Sciences*, Springer: 133-153.
- HEREDIA, N.; MONTES, M.; NOZAL, F.; GALLASTEGUI, G. and DEL VALLE, R. (2005): The Gondwanic Orogenic Cycle in the Tabarin Peninsula (Antarctica). In: *Gondwana 12*, (Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D., eds.), Academia Nacional de Ciencias, Mendoza, Argentina: 196.
- HEREDIA, N.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2004): Evolución gondwánica de la Península Tabarin (península Antártica). In: *Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. DNA-IAA, Buenos Aires, Nº 102GG, 4 p.
- HERVÉ, F. (1992): Estado actual del conocimiento del metamorfismo y plutonismo en la Península Antártica al norte de los 65° S y el archipiélago de las Shetlands del Sur: Revisión y problemas, In: *Geología de la Antártida Occidental* (López-Martínez, J. ed.). *Simposios del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 19-31.
- HERVÉ, F.; CALDERÓN, M. and FAUNDEZ, M. (2008): The metamorphic complex of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, 6(1): 43-53.
- MONTES, M.; MARTÍN-SERRANO, A.; NOZAL, F.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. y DEL VALLE, R. (2013): Mapa Geológico 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.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; HEREDIA, N.; MONTES, M.; NOZAL, F. y MARTÍN SERRANO, A. (2008): Evidencias de tectónica preandina en la Península Antártica. *Actas del XVII Congreso Geológico Argentino. Jujuy. Simposio 1: Tectónica Preandina*, 1: 19-20.

5. GEOMORFOLOGÍA

F. Nozal, A. Martín-Serrano y M. Montes

Índice del capítulo

5. GEOMORFOLOGÍA	97
5.1. INTRODUCCIÓN	97
5.1.1. Localización. Descripción fisiográfica	97
5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	97
5.2.1. Climatología.....	97
5.2.2. Sustrato geológico	99
5.2.3. Relieve y topografía.....	100
5.2.4. Geomorfología	101
5.2.5. Estudio morfoestructural.....	102
5.3. ESTUDIO DEL MODELADO Y DEPÓSITOS SUPERFICIALES	102
5.3.1. Elementos y formas estructurales.....	104
5.3.2. Formas fluvio-glaciares y de escorrentía superficial	105
5.3.3. Formas glaciares	108
5.3.4. Formas periglaciares y nivales.....	119
5.3.5. Permafrost y colapsos termokársticos	126
5.3.6. Formas litorales	131
5.3.7. Formas antrópicas	135
5.4. EVOLUCIÓN DE LA DINÁMICA GLACIAR DESDE EL ÚLTIMO MÁXIMO (LGM)	135
5.4.1. Último Máximo Glacial.....	136
5.4.2. Estadios I y II	138
5.4.3. Estadio III.....	138
5.4.4. Estadio IV	139
5.4.5. Estadio V	139
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	140

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. INTRODUCCIÓN

El Continente Antártico, con una superficie de unos 14.000.000 de km² está situado casi en su totalidad al sur del Círculo Polar Antártico (66°43'S). La Península Antártica sobresale a modo de apéndice que se prolonga hacia el NE, hacia el extremo meridional de Sudamérica y se corresponde a una estrecha franja de corteza continental arqueada en forma sigmoidal que queda flanqueada por el Mar de Belingshausen y el Estrecho de Drake al O y el Mar de Weddell al E. Una cadena montañosa recorre la península en toda su extensión, siendo su orogenia de la misma edad que la cordillera de los Andes. Desde un punto de vista climático, en la Península Antártica las temperaturas estivales se intensifican debido a su mayor latitud y como consecuencia, recibe mayor radiación solar. Las montañas de la Península Antártica actúan como barrera climática, pudiendo diferenciarse dos zonas, la occidental más templada y húmeda, con un clima polar marítimo; y la oriental con características de polar continental. En general, en este último sector las temperaturas son más frías, oscilando entre -5° y -17°C y las precipitaciones bastante inferiores, variando entre los 100-200 mm/año. Estos parámetros condicionan que la línea de equilibrio altitudinal (ELA) de los glaciares de esta vertiente se sitúe en, o por encima de los 400 m sobre el nivel del mar (Ingólfsson *et al.*, 2003).

5.1.1. Localización. Descripción fisiográfica

La zona estudiada se sitúa en el extremo septentrional del gran dominio morfoestructural correspondiente a la Península Antártica y más concretamente, en la costa NO de la península Tabarin, donde se localiza bahía Esperanza.

Bahía Esperanza es un pequeño *fiordo* relativamente abrigado y de aguas profundas (hasta 187 m) que se abre hacia el estrecho Antártico. La cartografía realizada corresponde fundamentalmente a la costa austral de dicha bahía, desprovista de la cubierta de hielo, y más concretamente, en los alrededores de la base argentina Esperanza (Fig. 5.1).

5.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Gran parte de los elementos que componen la morfología de la zona descubierta de hielo, fueron inicialmente reconocidos (2004) y representados esquemáticamente sobre un fotograma británico (BAS, 1958) que sirvió de soporte gráfico (Martín-Serrano *et al.*, 2005). Posteriores campañas de reconocimiento y toma de datos llevadas a cabo (2005, 2008), junto con la adquisición de una imagen satelital *Quickbird* de gran calidad, permitieron completar, precisar y ampliar dicho esquema inicial y, finalmente, la elaboración del "Mapa Geomorfológico de Bahía Esperanza, escala 1:10.000" editado (Nozal *et al.*, 2013). Dicho mapa se ha realizado siguiendo la normativa específica establecida por el IGME para este tipo de cartografías (Martín-Serrano *et al.*, 2004). La información geomorfológica representada es de carácter esencialmente morfogenético, con un matiz morfocronológico relativo, expresado en la Leyenda. La información se representa mediante dos tipos de elementos: formas morfológicas y depósitos superficiales, con los distintos componentes (símbolos, recintos coloreados y tramas) organizados en grupos según su génesis, cada uno de ellos identificado por su color determinado.

5.2.1. Climatología

El clima en la región noreste de la Península Antártica es subpolar, semiárido (Reynolds, 1981) con temperaturas medias anuales que

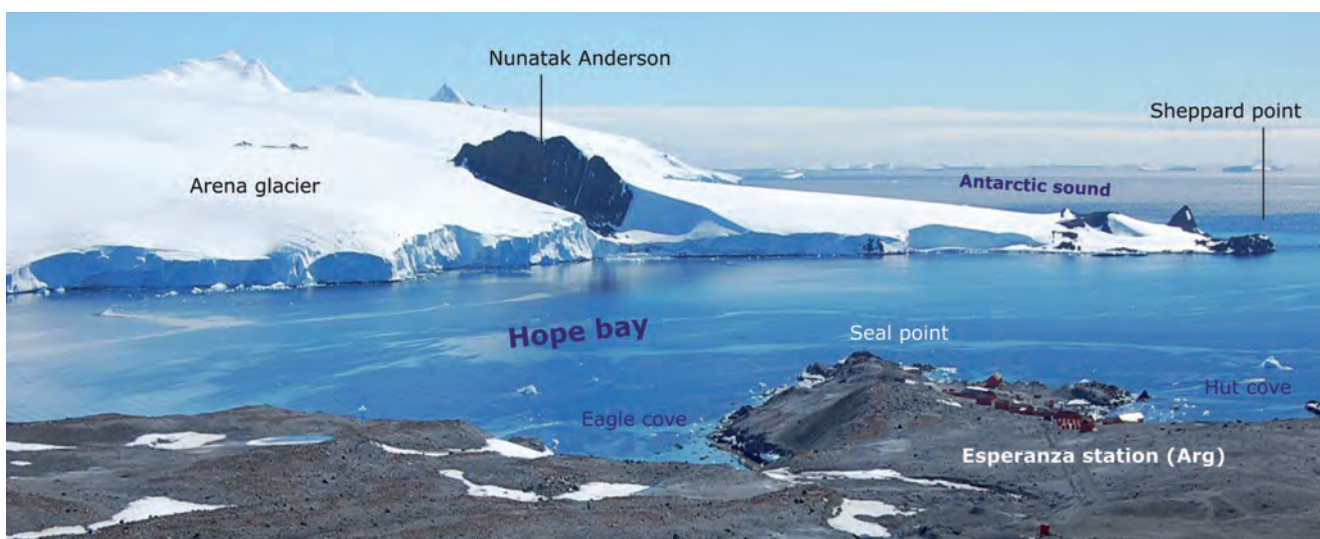


Figura 5.1.- Panorámica de bahía Esperanza abriéndose hacia el estrecho Antártico. En primer término, la margen meridional libre de hielo, con la caleta Águila en el centro; más a la derecha la caleta Cabaña y el complejo de edificaciones de Base Esperanza (Argentina); al otro lado de la bahía, el litoral acantilado en hielo del glaciar Arena entre los que destacan, en el centro, el nunatak Andersson y punta Sheppard.

oscilan entre -5°C y -10°C , habiéndose constatado en las tres últimas décadas, un significativo calentamiento atmosférico de $+1,5^{\circ}\text{C}$ en la región, determinando incrementos del orden de $0.083^{\circ}\text{C/año}$ en la Base Esperanza (Skvarca *et al.*, 1998). Los vientos dominantes son del sector S y SO, aunque en ocasiones se registran también fuertes vientos cálidos y secos que sobrepasan los 200 km/h procedentes del sector ONO.

Según los datos climáticos proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional Argentino (SMN Argentino, 2015), para la base Antártica Esperanza (www.snm.gov.ar), el régimen térmico se caracteriza por una onda anual simple, con un mínimo durante los meses de invierno (junio-agosto), con temperaturas máximas medias del orden de $-6,0^{\circ}\text{C}$ y unas mínimas medias del orden de $-15,0^{\circ}\text{C}$ y un máximo en los meses de verano (diciembre-febrero), donde la temperatura máxima media varía entre $2,6^{\circ}\text{C}$ y $3,2^{\circ}\text{C}$ mientras que la temperatura mínima media oscila entre los $-2,9^{\circ}\text{C}$ y los $-1,8^{\circ}\text{C}$ (Fig. 5.2A).

En términos generales, se registran vientos fuertes iguales o superiores a 43 km/h , en todos los meses del año. Los meses menos ventosos corresponden al verano en diciembre-enero, con $20\text{-}22\text{ km/h}$, correspondiendo a mayo, julio, agosto y septiembre la máxima intensidad (superior a 30 km/h) (Fig. 5.2B).

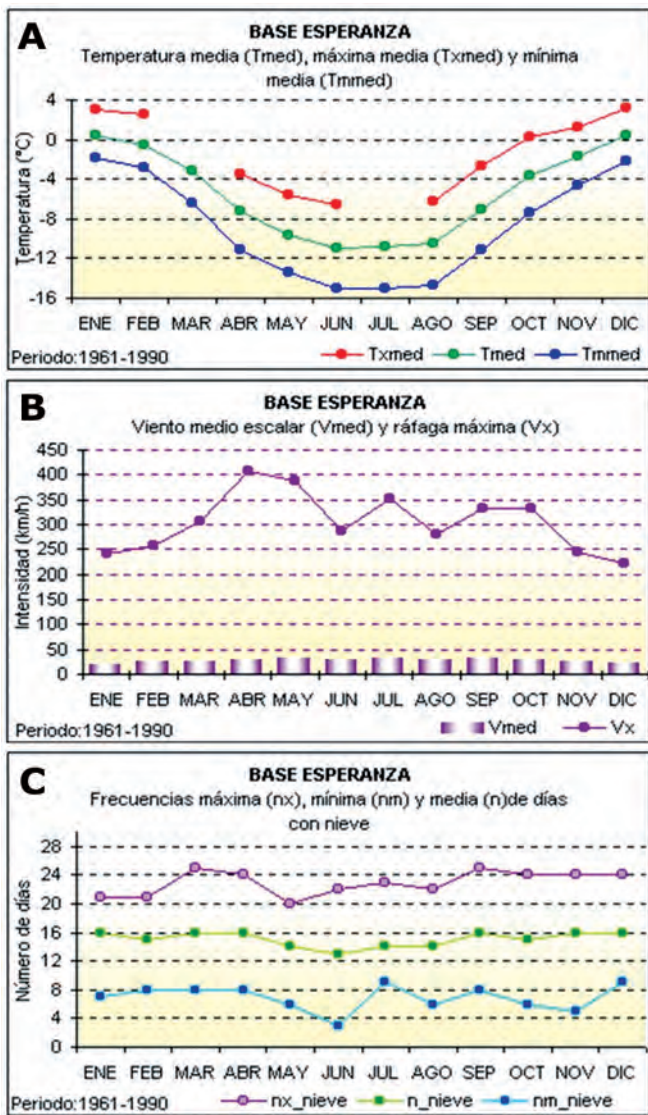


Figura 5.2.- A.- Datos de temperaturas medias en la Base Esperanza. B.- Datos de velocidad de viento en la Base Esperanza. C.- Datos de frecuencias de nieve en la Base Esperanza. (Tomado de SMN Argentino, 2015).

La frecuencia media anual de días con nieve es de 181. A lo largo del año la ocurrencia de este meteoro es casi constante, con unos 13-16 días al mes de promedio, con un mínimo de 13 días en el mes de junio. El espesor acumulado de la nieve no sólo está relacionado con la cantidad de precipitación, sino que además está muy controlado por los vientos locales y la topografía.

La cubierta vegetal de la zona deglaciada se puede considerar inexistente. Tan sólo se encuentran algunos ejemplares de líquenes, algunos de vistosos colores amarillos verdes y rojos, sobre la superficie de algunos bloques de morrenas y afloramientos rocosos (Fig. 5.3B). En determinados sectores, preferentemente deprimidos donde se acumulan materiales detríticos finos enriquecidos en materia orgánica (ornitogénica) se desarrollan tapices de musgos y algas (Fig. 5.3A). Los suelos mayoritariamente reconocidos en Esperanza (Godagnone y de la Fuente, 2011), puesto que se desarrollan en una región con permafrost continuo, pertenecen al orden de los Gelisoles (*Gelisols* en la *USDA Soil Taxonomy*) o Criosoles (FAO). Se trata de suelos muy jóvenes con un desarrollo del perfil pues, las bajas temperaturas y el congelamiento de la parte superficial durante gran parte del año, retardan los procesos de formación de los mismos.

El material originario sobre el que se han desarrollado corresponde mayoritariamente a depósitos glaciares morrénicos con mayor proporción de finos, fundamentalmente *tills* de fondo y, en menor medida, localmente redistribuidos por corrientes fluvio-glaciares. En general se reconoce en ellos una marcada influencia de la crioturbación en la capa activa (suborden *Turbels*), con presencia de horizontes irregulares, rotos o distorsionados y fragmentos de rocas orientadas que pueden llegar a estructurarse dando lugar a círculos de piedra. El enriquecimiento en materia orgánica, con porcentajes elevados (12-450 ppm) de fósforo asimilable tiene lugar en aquellas zonas de anidamiento y cría de los pingüinos y en las zonas próximas que las drenan, dando lugar

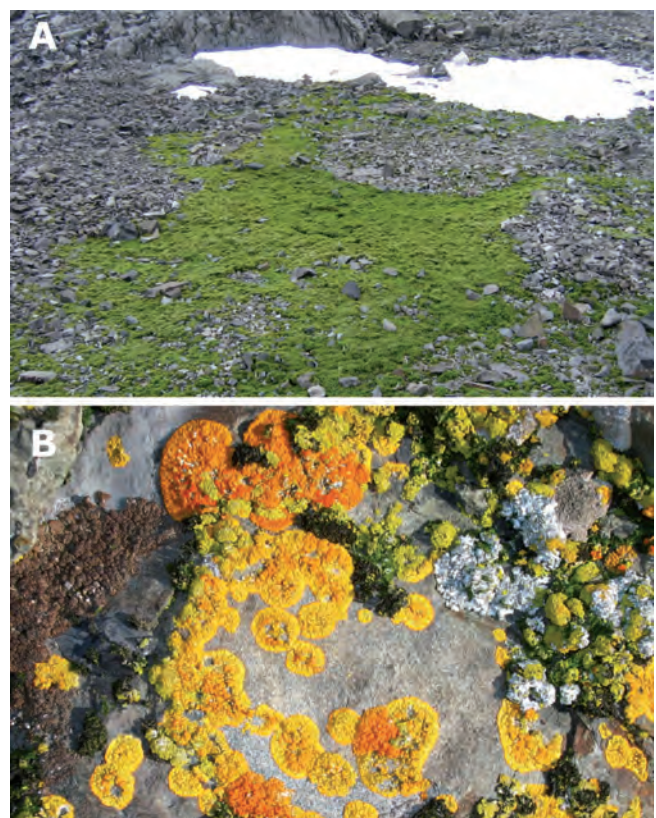


Figura 5.3.- Cubierta vegetal de musgos y líquenes en el entorno de bahía Esperanza.

a la formación de auténticos suelos ornitogénicos (Godagnone y de la Fuente, 2011).

Según los datos climáticos de la Base Esperanza (Tablas 5.1 y 5.2; tutiempo.net, 2017), la temperatura media anual es de $-5,5^{\circ}\text{C}$, siendo de $-10,8^{\circ}\text{C}$ durante el invierno y de $+0,2^{\circ}\text{C}$ en verano. La tendencia media desde 1948, cuando se tienen los primeros registros, es hacia el calentamiento (Fig. 5.4), del orden de los $+0,0315^{\circ}\text{C/año}$, $+0,0413^{\circ}\text{C/año}$ para el invierno y de $+0,0300^{\circ}\text{C/año}$ para el verano.

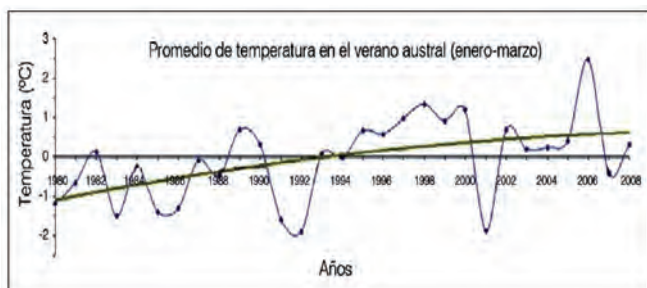


Figura 5.4.- Tendencia de aumento de temperatura en Base Esperanza. (tomada de Yépez *et al.*, 2012).

El 24 de marzo del 2015, es decir ya pasado el verano (diciembre-febrero) en esta base se dió la temperatura más alta registrada en la historia de la Antártida, ese día se alcanzaron los $+17,5^{\circ}\text{C}$ (dato confirmado por la Organización Meteorológica Mundial, OMM; tiempoinestable.com, 2017) y, en el año siguiente (2016), en el mes de mayo, excepcionalmente caluroso, se llegó a superar esa máxima histórica subiendo a $+20^{\circ}\text{C}$, (Fuente: LV12 (2016); comunicación directa de emisora de radio con Jefe de Base el 27 mayo de 2016, dato no oficial aún por confirmar por la OMM), que indicaría la clara tendencia hacia temperaturas cada vez más cálidas para ese entorno de la Península Antártica.

5.2.2. Sustrato geológico

La composición litológica del sustrato rocoso aflorante en la zona (Montes *et al.*, 2013), incluye areniscas y limolitas de la Fm Hope Bay (Grupo Trinity Península) del Triásico; conglomerados, areniscas y limolitas continentales de la Fm Mount Flora (Grupo Botany Bay) del Jurásico Medio-Superior y rocas volcánicas sedimentarias, mayoritariamente piroclásticas subaéreas de la Fm Kenney Glacier (Grupo Volcánico Graham Land) del Jurásico Superior (Fig. 5.5). Todos estos materiales son intruídos por

Año	Tm	Tmax	Tmin	Pt agua o nieve derretida	Viento km/h	Días lluvia	Días nieve	Días tormentas	Días niebla	Días tornados	Días granizo
1984	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1985	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1986	-6.2	-2.6	-9.6	—	28.6	31	146	3	36	1	5
1987	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1988	-5.3	-1.2	-9.0	—	23.4	31	198	6	35	0	0
1989	—	—	—	—	—	33	190	0	38	0	1
1990	-5.9	-1.5	-9.7	—	22.1	20	169	0	8	0	1
1991	-6.0	-2.0	-9.2	—	24.6	20	170	2	107	0	0
1992	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1993	-4.5	-0.2	-8.3	—	24.1	37	197	0	69	0	1
1994	-5.6	-1.0	-9.1	542.41	27.1	44	187	0	23	0	0
1995	-5.5	-1.3	-8.9	8233.54	38.9	76	145	2	35	0	0
1996	-4.1	0.2	-7.7	11381.5	27.9	42	168	0	33	0	1
1997	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1998	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1999	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2002	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2004	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2005	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2006	-3.4	1.1	-7.0	—	25.8	36	153	0	151	0	0
2007	-7.1	-2.5	-10.6	—	27.0	15	151	0	58	0	1
2008	-3.6	0.8	-7.9	—	22.3	37	156	1	62	0	0
2009	-5.8	-1.5	-9.7	—	25.5	31	201	0	52	0	0
2010	-3.8	0.2	-7.5	—	26.4	48	230	0	36	0	0
2011	-5.5	-1.5	-8.9	—	24.7	72	171	0	36	0	2
2012	-5.5	-1.3	-8.9	423.44	23.5	49	206	0	30	0	0
2013	-4.8	-0.7	-8.0	—	20.7	35	174	0	37	0	0
2014	-4.7	-0.4	-9.0	—	23.5	35	188	0	69	0	0
2015	-4.7	-0.3	-9.0	—	23.5	33	174	0	18	0	0
2016	-2.6	1.8	-6.4	413.76	28.8	55	174	0	162	0	0

Tabla 5.1.- Valores climáticos medios y totales anuales Base Esperanza (estación meteorológica: 889630, Latitud: $63^{\circ}4'S$; $56^{\circ}98'O$; 13 m). Datos climáticos de 1984 a 2016. Fuente: Clima en Base Esperanza-Históricos de tiempo en tutiempo.net (2017).

Mes	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Temp. máx. abs. (°C)	14.8	13.7	17.5	13.7	14.0	12.8	10.9	13.0	10.5	17.0	10.3	14.6	17.5
Temp. máx. media (°C)	3.1	2.6	-0.4	-3.4	-5.6	-6.6	-6.4	-6.2	-2.7	0.3	1.3	3.2	-1.7
Temp. media (°C)	0.5	-0.5	-3.1	-7.3	-9.6	-10.9	-10.8	-10.5	-7.0	-3.6	-1.7	0.4	-5.3
Temp. mín. media (°C)	-1.8	-2.9	-6.4	-11.1	-13.4	-15.1	-15.0	-14.7	-11.1	-7.4	-4.6	-2.1	-8.8
Temp. mín. abs. (°C)	-6.9	-12.0	-20.9	-26.0	-29.6	-30.0	-32.3	-31.0	-27.0	-23.0	-17.8	-8.9	-32.3
Precipitación total (mm)	56.2	65.0	75.5	59.1	54.4	47.4	54.1	72.1	62.2	56.4	65.0	59.0	726.4
Días de nevadas (≥ 1 mm)	16	15	16	16	14	13	14	14	16	15	16	16	181
Horas de sol	93.0	127.1	89.9	60.0	31.0	12.0	21.7	43.4	87.0	136.4	144.0	161.2	1006.7

Tabla 5.2.- Parámetros climáticos promedio de Base Esperanza en 2015. Tomado de SMN Argentino, 2015)

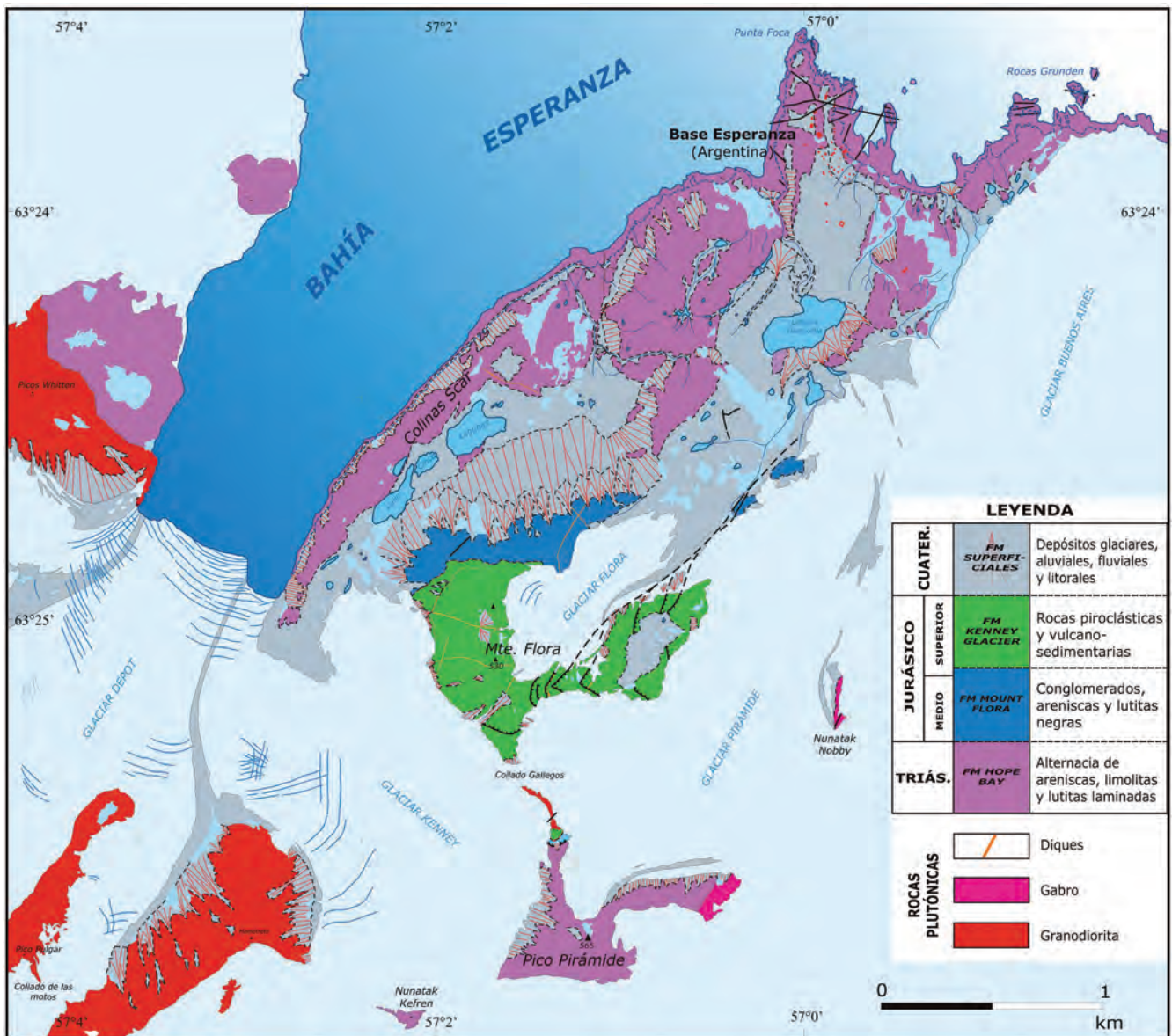


Figura 5.5.- Mapa simplificado del entorno de bahía Esperanza mostrando las características del sustrato rocoso aflorante en la zona (modificado de Nozal et al., 2013).

un plutonismo calcoalcalino que corresponde en su mayor parte y, según los afloramientos, a dioritas y granodioritas con gabros subordinados que afloran en algunos nunataks de la zona. También aparecen un conjunto de delgados diques básicos cortando a la totalidad de la serie, algunos intruidos a favor de las fallas normales del flanco sur del Monte Flora, por lo que probablemente sean más modernos, relacionados con el desarrollo del Arco de Scotia y la apertura de la Cuenca Larsen.

5.2.3. Relieve y topografía

La región está casi totalmente cubierta por hielo glaciar, tiene una altitud media moderada (200 m) y afilados nunataks (Monte Flora: 530 m, pico Pirámide: 565 m y Monte Taylor: 930 m), que sobresalen de los hielos glaciares (Fig. 5.6A).

En la zona son fácilmente identificables dos grandes unidades o dominios geomorfológicos. Por un lado, la zona cubierta por los

hielos glaciares, en general con mayor altimetría (600-150 m) y rasgos comunes muy homogéneos (hielo glaciario y nunataks); y por otra, la actual zona libre de hielo, topográficamente más baja y resultado fundamentalmente del paso al interglacial Holoceno, de condiciones climáticas más benignas (Fig. 5.6A y B).

Excluyendo al nunatak Monte Flora (530 m), la franja libre de hielo entre bahía Esperanza y los glaciares, conforma un territorio alomado de unos 4 km² con cotas, en general inferiores a los 100 m.

5.2.4. Geomorfología

La geomorfología de esta zona libre de hielo se caracteriza por el predominio casi absoluto de grandes formas relictas glaciares como son cubetas de sobreexcavación, umbrales rocosos o formas aborregadas, además de aparecer parcialmente recubierto por todo un conjunto de depósitos superficiales asociados a la dinámica glaciario (morrenas de diferentes tipos). A todos ellos se les superponen procesos y formas periglaciares, una vez retirada por

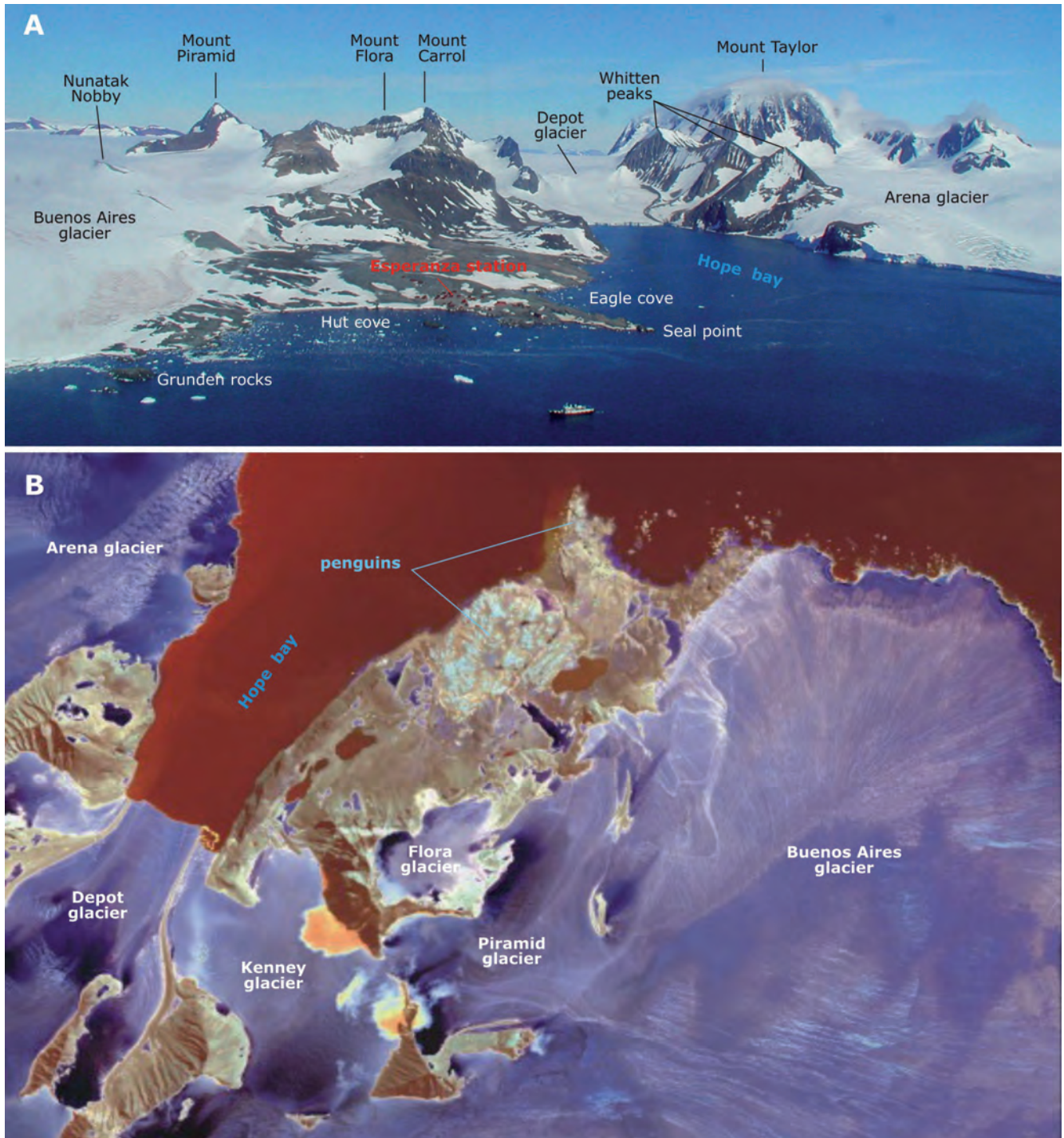


Figura 5.6.- A.- Vista aérea oblicua del paisaje del área cartografiada y su entorno. A la izquierda el *ice cup* (200-400 m) del glaciar Buenos Aires, el Monte Pirámide (565 m) y el Monte Flora (530 m), por detrás de este y más destacado, el Monte Carrol (703 m). En primer término, la caleta Cabaña con la Base Esperanza (Argentina) y detrás, la zona descubierta de hielo del entorno de bahía Esperanza. Al fondo, el glaciar Depot, la gran mole escarpada del Monte Taylor (930 m) y el cordal montañoso de los picos Whitten (462 m) y por delante, el glaciar Arena. **B.-** Imagen satelital *Quickbird* (8 enero 2005) que cubre la totalidad de la superficie cartografiada. Imagen en falso color con bandas QB134 (Rojo-Verde-Azul). El agua marina y las lagunas aparece en tonos rojizos, el hielo de los glaciares en azulados y los afloramientos rocosos y superficiales en tonos marrones. En esta imagen se muestran también muy destacadas las pingüineras en azul claro. (Tratamiento digital de imágenes: Dra. Asunción Rianza).

ablación la cubierta glaciaria en una zona de permafrost continuo. Subordinados a éstos, existen también procesos y pequeños depósitos ligados al ambiente litoral y a la temporal e intermitente escorrentía superficial.

En algunas áreas libres de hielo glaciario, aún quedan heleros residuales o permanentes, como en la denominada costa Papúa y en caleta Águila.

En la unidad cubierta por los hielos, el glaciario es fundamentalmente de tipo casquete o campo de hielo, con morfología domática y perfil convexo pero con importantes desniveles, que dan lugar a una fisonomía irregular por la interconexión de varias cuencas, collados de difluencia y lenguas de desbordamiento no confinadas, formando glaciares de valle. Además, muestra procesos de ablación importantes, consecuencia de la dinámica regresiva generalizada que se observa en la zona. En muchos lugares hay cordones morrénicos de descarga separados del frente glaciario, que indican su claro retroceso.

La zona glaciada corresponde, en orden de importancia, a los glaciares Buenos Aires y Pirámide (casquete en regresión), y glaciares Kenney y Depot (pseudoglaciares de valle de tipo islándico) y el pequeño glaciar Flora, actualmente casi reducido a un glaciar de circo, presentando aún, una mínima conexión lateral en su flanco sureste, a través de una suave rampa ascendente de unas pocas decenas de metros con el glaciar Pirámide (Fig. 5.6B).

El glaciar Pirámide se ha individualizado del adyacente Buenos Aires porque además de poseer una cabecera bien definida, presenta un umbral rocoso señalado por el nunatak Nobby, así como la sucesión de varias morrenas superficiales alineadas, que se interpretan como procedentes del él.

La línea de cumbres (divisoria glaciaria) del Monte Flora dibuja un conjunto de aristas largas y afiladas, una de las cuales (la SE, denominada informalmente "cresta Rollover") se abre en una amplia hombrera, mientras que otros nunataks de la región presentan la típica forma piramidal o *hörn*, entre los que destaca el característico pico Pirámide (Fig. 5.7A).

La costa litoral NO acantilada de la bahía corresponde principalmente a los hielos del denominado glaciar Arena y diversos afloramientos del sustrato rocoso (Figs. 5.6A y 5.7B).

5.2.5. Estudio morfoestructural

Se realiza en este apartado un análisis de los conjuntos y formas del relieve teniendo en cuenta en primer lugar, la influencia que tiene tanto la naturaleza litológica del sustrato como la disposición estructural de los materiales y, en segundo lugar, la acción de los agentes externos sobre dichos materiales. La interacción de todos estos factores, es lo que al final define y construye el paisaje.

En el entorno del territorio libre de hielo de bahía Esperanza, incluido el Monte Flora se pueden diferenciar dos unidades morfoestructurales. Por un lado, una unidad inferior, tanto topográfica como estratigráficamente, que correspondería a la potente Fm Hope Bay, en general, poco contrastada en su litología (Fig. 5.5). Dicha serie aparece básicamente como un monoclinial con inclinación hacia el ONO (Fig. 5.8B), aunque localmente se han observado pequeños pliegues métricos (Fig. 5.8A).

Por otra parte, una unidad superior tanto topográfica como estratigráficamente, que correspondería a los afloramientos del Monte

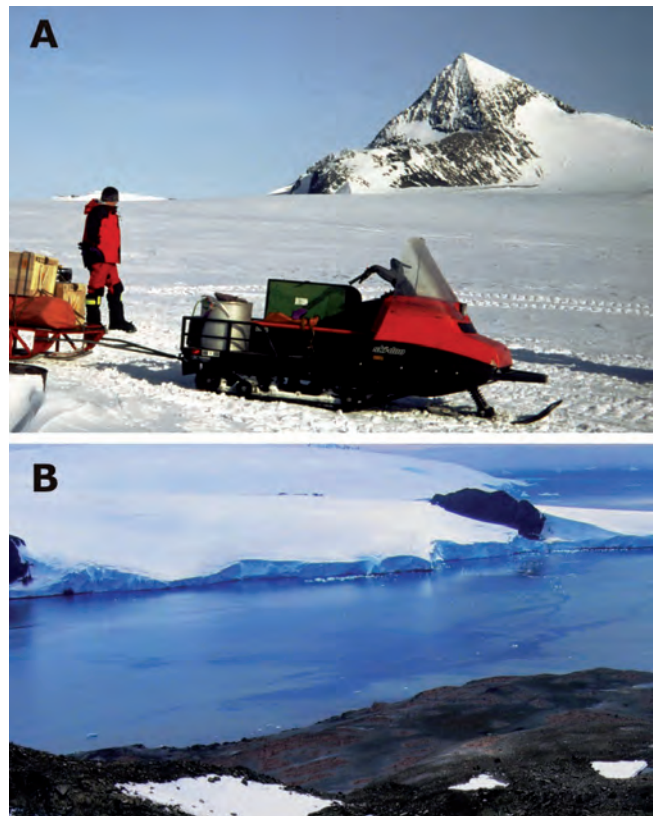


Figura 5.7.- A.- El característico pico Pirámide visto hacia el SO desde la superficie plana, suavemente convexa del glaciar Buenos Aires, junto a la zona de aterrizaje de la *Twin Otter* (avioneta de enlace con el aeródromo de Marambio). **B.-** Contraste entre las dos orillas de bahía Esperanza: La septentrional inaccesible, con altos acantilados de hielo del glaciar Arena y algunos asomos rocosos; y la meridional libre de hielo, rocosa, más baja y accesible, salvo en las colinas Scar.

Flora, con una sucesión de litologías alternantes variadas correspondientes a la Fm Mount Flora y Fm Kenney Glacier (Fig. 5.5). Éstas aparecen plegadas según un suave y amplio sinclinal de eje aproximadamente ONO, con buzamientos de 20° hacia el SE (cara N del Flora) y de hasta 50° al N, en la cresta del pico Pirámide, al S del collado Gallegos (Fig. 5.6B).

5.3. ESTUDIO DEL MODELADO Y DEPÓSITOS SUPERFICIALES

El modelado del relieve de una región condiciona su paisaje, el cual es el resultado o la consecuencia, de la interacción de una serie de factores tales como el tipo de rocas, su estructura geológica y las condiciones climáticas pasadas y actuales, ya que de todos ellos depende el modo y la intensidad en la que actúan los procesos morfodinámicos modeladores del sustrato. Esta acción modeladora podemos considerarla, desde un punto de vista estrictamente geomorfológico, que comenzó cuando se inició el levantamiento tectónico del cordón montañoso que recorre la Península Antártica, los "Antartandes", producido durante la Orogenia Andina y posteriormente, con la apertura de los estrechos de Tasmania y Drake que originaron el establecimiento de la Corriente Circumpolar Antártica con el progresivo enfriamiento del continente. Dicho enfriamiento llegó a ocasionar condiciones glaciares en el Eoceno medio-superior (45-41 Ma) con el desarrollo de los primeros glaciares de valle. Posteriormente hubo una glaciación generalizada para toda la Antártida, con desarrollo de casquetes glaciares próximos al tránsito Eoceno-Oligoceno (~34 Ma) y ya, en el Mioceno superior (~6 Ma), el casquete polar antártico



Figura 5.8.- A.- Capas de areniscas y lutitas laminadas de la Fm Hope Bay inclinadas al NO, aflorando en el litoral entre Puerto Moro y punta Foca. B.- Suave pliegue anticlinal métrico en alternancias de capas de areniscas y lutitas laminadas de la Fm Hope Bay, visible en el litoral de caleta Cabaña. C.- Panorámica desde el "collado de las motos" hacia el NE de la vertiente occidental del Monte Flora, en ella se aprecia la suave estructura sinclinal con los buzamientos opuestos de ambos flancos.

alcanza sus mayores dimensiones (Zachos *et al.*, 2001; Ivany *et al.*, 2004; Birkenmajer *et al.*, 2005; Francis *et al.*, 2009).

Pero sin duda, es la glaciación cuaternaria (*Wisconsinan Ice Sheet*), la que ha dejado la impronta morfológica que actualmente puede observarse en la región. El Último Máximo Glaciar (LGM, acrónimo en inglés), se asume que ha coincidido con el momento de los niveles marinos globales más bajos, durante la Etapa Isotópica de Oxígeno Marino (MIS-2), entre 30-10 Ka antes del presente (BP a partir de ahora en todas las edades recientes) (Lambeck y Chappell, 2001) o entre 20-18 Ka según los indicios registrados para la Antártida (Ingólfsson, 2004).

Durante ese periodo el inlandsis (*ice sheet*) que cubría la Península Antártica alcanzó espesores entre 150-300 m mayores que los actuales, extendiéndose el casquete de hielo sobre la plataforma continental (*ice shelf*) unos 200 km hacia el E y NE de la actual línea de costa (Bentley *et al.*, 2006; Ingólfsson *et al.*, 2003).

La posterior deglaciación Holocena en esta zona de la Península Antártica, tuvo lugar entre los 14-8 Ka para los hielos asentados sobre la plataforma marina, mientras que, para las áreas más internas, fiordos y bahías se deglaciaron entre 8-6 Ka. De acuerdo a las dataciones de Zale (1994a,b), bahía Esperanza debió estar ya libre de hielo a los 6,3 Ka aproximadamente. Los procesos que tienen lugar con la sucesiva retirada del hielo en la región, son los que principalmente marcan las características del modelado en la zona (Fig. 5.9).

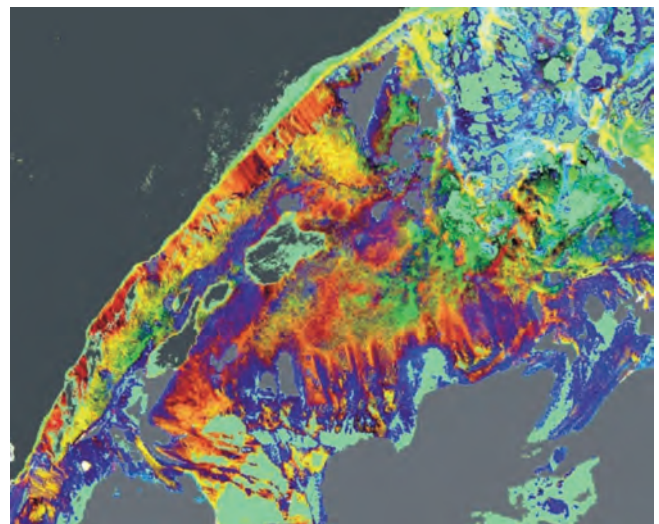


Figura 5.9.- Detalle de un sector de la imagen satelital *Quickbird* (8 enero 2005) en falso color. Aspecto de los depósitos superficiales: diferentes tipos de morrenas (verdes y azules), taludes y conos de derrubios (azules, rojos y amarillos). Falso color con la segunda componente principal (rojo), primera transformada de ruido mínimo (verde) y segunda transformada de ruido mínimo (azul), calculadas después de enmascarar agua, hielo y nieve (grises). Tratamiento digital de imágenes: Dra. Asunción Ríaza.

Las reconstrucciones paleoclimáticas realizadas por Björck *et al.*, (1996) en la Península Antártica para el Holoceno medio y superior, señalan que sobre los 4,2 Ka, habría sucedido un gradual

calentamiento acompañado de un aumento de la humedad, correspondiendo el Óptimo Climático entre los 4-3 Ka, para posteriormente, tener lugar un rápido deterioro climático caracterizado por unas condiciones nuevamente frías y secas, con aumento de los hielos y reavances en algunos glaciares. Los registros de temperatura durante los pasados 100 años señalan para la Península Antártica una dramática tendencia hacia el calentamiento en los últimos 50 años (ver Fig. 5.4 y Tabla 5.1).

Los principales agentes externos que han condicionado el modelado, por orden de importancia corresponderían a la intensa y continuada morfogénesis glaciar, seguida por los procesos periglaciares, muy activos en la zona posteriormente deglaciada y con permafrost continuo y de evolución de las laderas, y aquellos procesos ligados a la dinámica litoral marina. En este apartado, por tanto, se describirán las variadas formas del relieve, tanto erosivas como sedimentarias (depósitos o formaciones superficiales), derivadas de la actuación de los correspondientes procesos geomorfológicos.

Las diferentes formas del relieve presentan variedad genética y además, en el caso de las formaciones superficiales, cierta variedad litológica y una mayor extensión superficial en aquellas relacionadas con el glaciario, las formas y depósitos de ladera (gravitacionales), y las periglaciares que son las de más destacado desarrollo.

5.3.1. Elementos y formas estructurales

Las formas estructurales corresponden a elementos morfológicos que señalan de alguna forma la estructuración tectónica de los materiales geológicos. En este caso corresponden a elementos relacionados con un relieve estructural suavemente plegado y fallado, en el que gran parte de los mismos son puestos en evidencia y resaltados, por los contrastes litológicos y la fuerte erosión glaciar. Son formas claramente derivadas, es decir, formas exhumadas debidas al modelado, pero en las que la estructura tectónica ha condicionado, hasta cierto punto, la morfogénesis. Un ejemplo serían los escarpes y crestas estructurales (1, 3, 4) señaladas en el mapa o los lineamientos relacionados con fallas y diques (2).

Los escarpes estructurales en capas subhorizontales y los resaltes de capas, corresponden a resaltes condicionados por la presencia de litologías resistentes o estratos más potentes, erosionados diferencialmente por la dinámica glaciar y periglaciar, esta última en relación con la evolución de las laderas.

En la unidad inferior (Hope Bay), se han señalado resaltes de capas (1) y pequeñas superficies estructurales (3) sobre el umbral rocoso de las Colinas Scar (Fig. 5.10), y en el extremo NO del borde del escalón de la plataforma (de abrasión) alta del Monte Flora. En ambos casos corresponden a tramos de capas potentes, de más de 2 m, intercaladas dentro de la serie.

En la segunda de las unidades, se han destacado algunos escarpes estructurales (4) de mayor altura que originan cornisas bien señaladas y que corresponderían a diversos tramos de las formaciones Mount Flora y Kenney Glacier más resistentes, como serían los conglomerados masivos inferiores (unidad 4); el escarpe del tramo inferior (unidad 6) de la Fm Kenney Glacier sobre las areniscas, limolitas negras con restos de plantas y cineritas del techo (unidad 5) de la Fm Mount Flora; las silexitas laminadas (unidad 8a) sobre las brechas y tobas soldadas (unidad 7) y por último, el escarpe de la unidad 9 que da lugar a la cresta culminante del Monte Flora (Fig. 5.11).

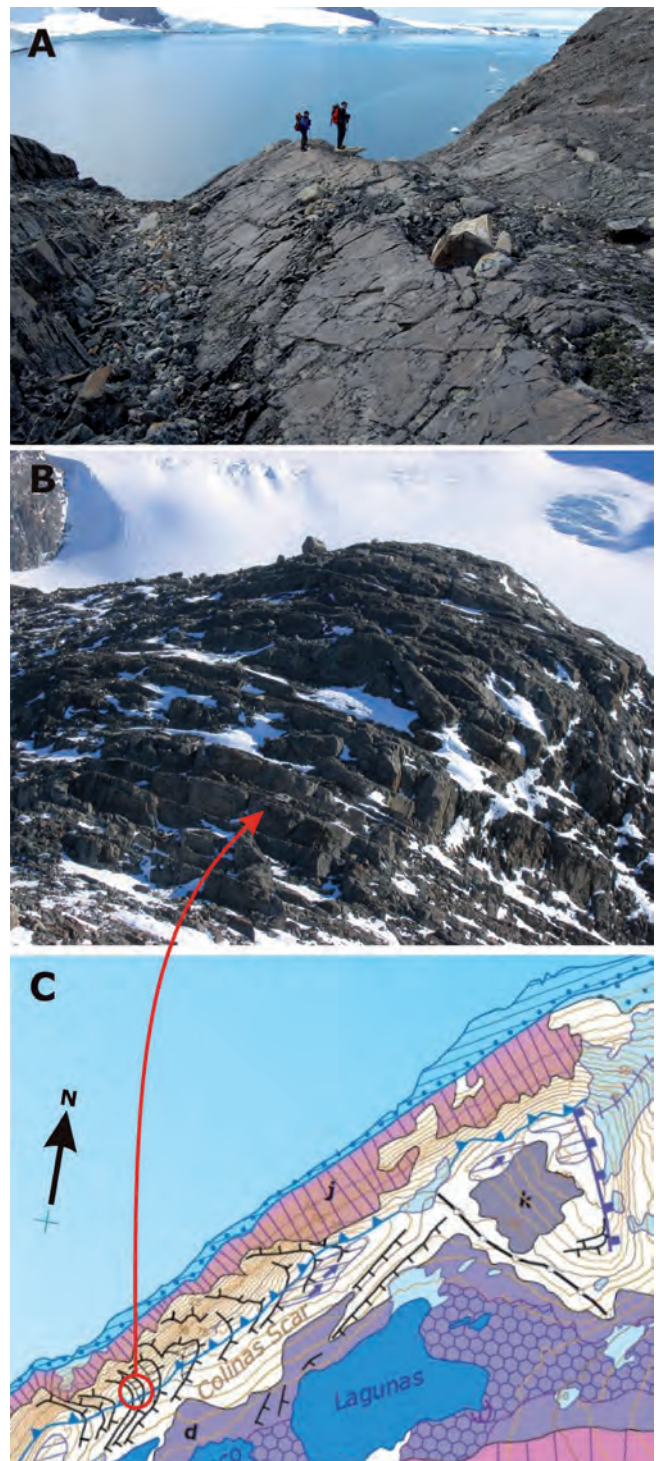


Figura 5.10.- A y B.- Resaltes de capas inclinadas (1) y superficies estructurales (3) en el umbral rocoso de las colinas Scar. C.- Detalle de la cartografía con la ubicación de A y B.

También se han señalado diversas alineaciones morfológicas con control estructural (2) (Fig. 5.13A y B). Éstas corresponden a algunas fallas visibles con cierta expresión morfológica y que, en cierto modo, indicarían de la influencia de la fracturación en el relieve, tanto por efecto de la erosión diferencial en fracturas relictas, como por el resalte de los diques intruídos a favor de ellas. Estos diques, aunque de escasa potencia (1-2 m), son bien visibles en campo por sus colores rojizos de alteración y que frecuentemente dan lugar a estrechos corredores (40) y portillas (22) y en ocasiones, pequeños resaltes tanto en las laderas como sobre los cordales y aristas cimeras (Fig. 5.12A y B).

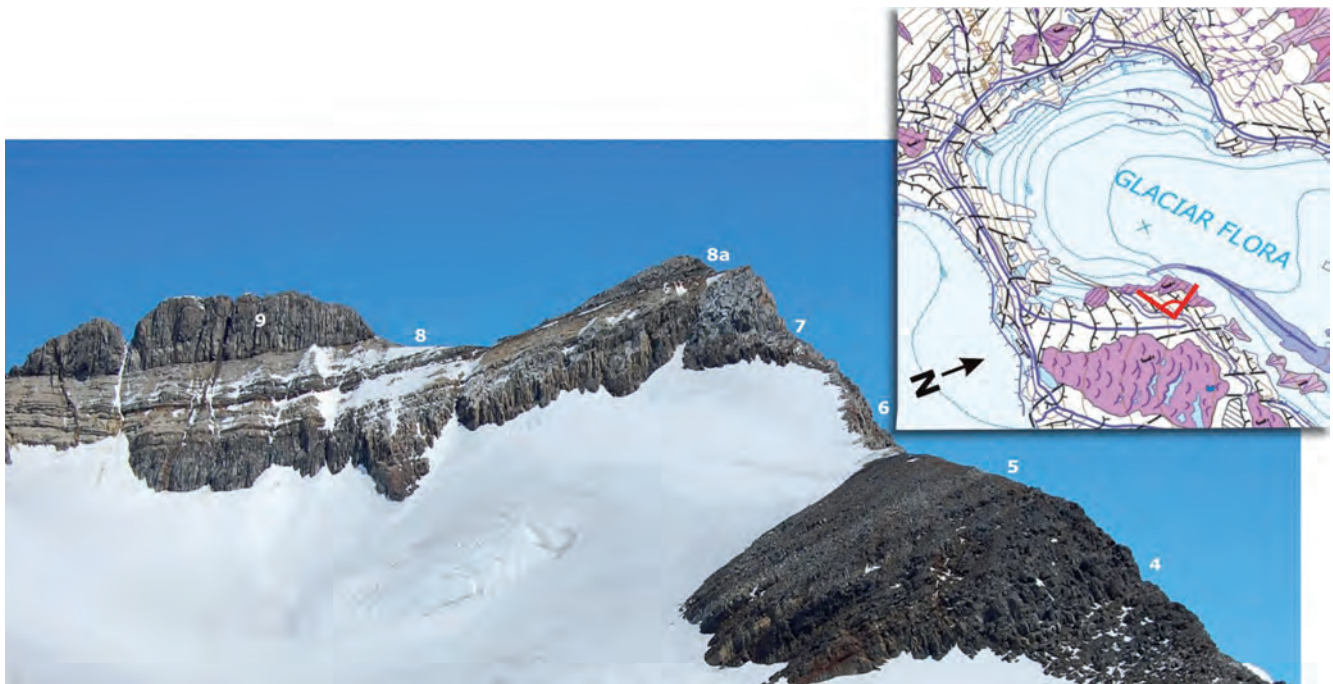


Figura 5.11.- Perfil de la vertiente oriental del Monte Flora con el resalte estructural y escarpe en capas de la unidad 5, (Fm Mount Flora, abajo a la dcha.), en contraste con las tobas y brechas (unidad 6) de la base de la Fm Kenney Glacier. Por encima, sucesivas unidades de la Fm Kenney Glacier donde se aprecian los escarpes de las brechas (unidad 7), resalte de las silexitas (unidad 8a) y por último, el escarpe y resalte culminante de las brechas (unidad 9).

5.3.2. Formas fluvio-glaciares y de escorrentía superficial

La presencia de escorrentía superficial y excepcionalmente de agua subterránea se debe principalmente a la ablación (deshielo) de los glaciares, de la cubierta nival o del permafrost, fundamentalmente durante la época estival, cuando los procesos de descongelamiento se hacen máximos (Silva, 2009) y la precipitación en forma líquida empieza a ser un fenómeno habitual.

Las aguas del deshielo, estacionales y con régimen de descarga muy variable, tienen una relativa influencia en el modelado del terreno, siendo más notoria la presencia de cuerpos de agua dulce, lagos, en el fondo de las cubetas de sobreexcavación glaciar o embalsados detrás de los arcos morrénicos.

El desarrollo de la red de drenaje tiene un origen relacionado con el tránsito de la escorrentía superficial difusa a concentrada; el caudal de sus cursos asociados presentaría un régimen discontinuo alimentado por el agua de deshielo procedente de los glaciares o los efluentes de lagos y lagunas, por lo que aparece señalada tanto en formas fluvio-glaciares (**5 a 8, 10-11**) sobre sustrato rocoso, como asociada a la morfogénesis nival y periglacial (**50-51**), en forma de escorrentía supraglaciar sobre la superficie del hielo.

Algunos de estos arroyos pueden presentar una cuenca hídrica más o menos definida con cauces principales en general estables (**5, 7**) aunque con escorrentía estacional intermitente, producto de años de incisión y modelado del paisaje.

En bahía Esperanza se realizó una caracterización de los principales arroyos, procediéndose a su denominación y tipificación de acuerdo a su origen y a las características de su ficolflora epilítica presente en cada de ellos (Vinocur y Pizarro, 1995). Los estudios se focalizaron en aquellos arroyos con cauce bien definido, aunque de origen muy diferente (Pizarro e Izaguirre, 2009). El arroyo

Papúa (**13, a**) está alimentado por las acumulaciones de nieve de la vertiente septentrional del Monte Flora y del valle Cinco Lagunas que se dispone a su pie, entre el Monte Flora y las Colinas Scar, desembocando en la propia bahía en el sector la costa Papúa (junto a la pingüinera papúa) (Figs. 5.14 y 5.15A).

El arroyo Flora (**6, 8**) se alimenta fundamentalmente de la fusión del glaciar homónimo, de la nieve acumulada en su circo de cabecera y, en parte, de la rampa del glaciar Pirámide que comparte con el glaciar Flora. Este arroyo desemboca en la laguna Boeckella al igual que el arroyo Skúa procedente también de los chorrillos supraglaciares (**50, 8**) del glaciar Pirámide y que intercala también una laguna ("Boeckella superior") encerrada tras un arco morrénico y el propio glaciar; de ésta laguna es de donde ahora se capta el agua para la base. A su vez, la laguna Boeckella es drenada por el arroyo Prasiola (**13, a; 10, 5**), que desemboca en la caleta Águila (Fig. 5.14).

Las aguas del arroyo Trinidad proceden de los chorrillos supraglaciares (**50**) del glaciar Buenos Aires (Fig. 5.15B), que caen formando numerosas y espectaculares cascadas (**51**) al NE de la morrena denominada informalmente *Montón de Escombros* durante los periodos de máxima fusión. Estos picos de escorrentía tienen lugar, generalmente, cuando la insolación y la temperatura son elevadas y, de forma más limitada si la precipitación es en forma líquida. Los chorrillos van confluyendo progresivamente hasta formar una corriente única (**8, 5**) que desemboca en caleta Cabaña, al SO de la base.

Las incisiones en "V" (**5**) son de escasa profundidad y se localizan sólo en determinados tramos de la red de drenaje puesto que en general se parte de morfologías previas muy tendidas como son las plataformas de abrasión y fondos (de valle) glaciares y una escorrentía temporal, intermitente y en general escasa que pueden originar difluencias en el flujo (**11**). Tal caso ocurre en un curso secundario del arroyo Trinidad (Fig. 5.15D) frente a caleta Cabaña o en arroyo Papúa.

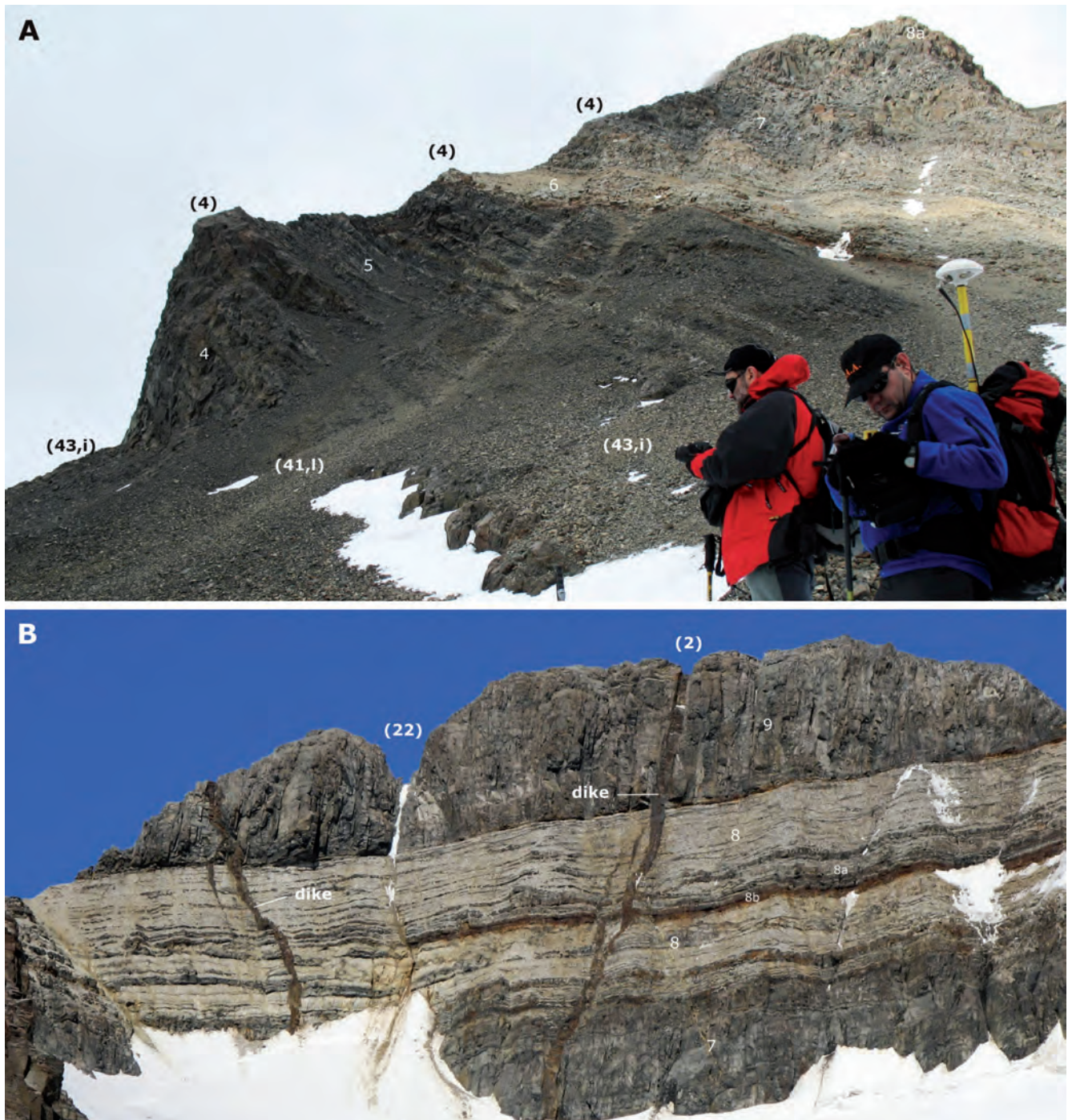


Figura 5.12. A.- Perfil de la arista NO del Monte Flora donde se ponen de manifiesto la magnitud de los diversos escarpes, resaltes estructurales y elementos geomorfológicos (entre paréntesis), relacionados con la competencia y el contraste de las diversas litologías (unidades cartográficas). El gran escarpe rocoso inferior (4) de color oscuro, corresponde a los conglomerados masivos con intercalaciones de cineritas correspondiente al tramo inferior de la Fm Mount Flora (4); sobre ellos, una pequeña hombrera seguido de un escarpe menor coincidente con el tramo superior de areniscas y limolitas negras con restos de plantas (5). Por encima, dando otra pequeña hombrera y con tonos más claros, el tramo basal de tobas soldadas (6) de la Fm Kenney Glacier, y sobre ellas hasta la cima septentrional, dando diversos resaltes y escarpes, las brechas e ignimbritas (7), tobas (8) y sílexitas laminadas (8a), todas ellas igualmente de la Fm Kenney Glacier. **B.-** Aspecto del tramo culminante de la vertiente oriental del Monte Flora donde se aprecian las unidades superiores de la Fm Kenney Glacier: En la parte inferior, el escarpe de las brechas oscuras (7), seguido del tramo claro correspondiente a las tobas soldadas (8) con el resalte de las sílexitas y lavas (8a) y el nivel rojizo (contacto térmico, 8b). Por último, el escarpe y resalte culminante de las brechas (9). Se aprecian igualmente los diques básicos que cortan la serie (Y), señalados en el mapa como alineación morfológica con control estructural (2), que en la cresta originan estrechas portillas (22) como la señalada por el fino nevero de la izquierda.

Las cascadas son formas puntuales que se han señalado en aquellos puntos del perfil longitudinal de los arroyos intermitentes o permanentes en los que el agua se precipita más o menos de forma brusca, subverticalmente. Se ha marcado una cascada (10) en el tramo intermedio del arroyo Prasiola (Fig. 5.16), efluente de la laguna Boeckella, en el punto en el que tiene lugar el cam-

bio de pendiente o desnivel existente entre la plataforma de abrasión intermedia (27, 28) y el nivel del mar, en caleta Águila.

Todos estos torrentes de deshielo tienen en las mayores descargas, una cierta capacidad erosiva y de transporte, máxime sobre tills sueltos, redistribuyendo el sedimento (a) (Fig. 5.17A). Así los

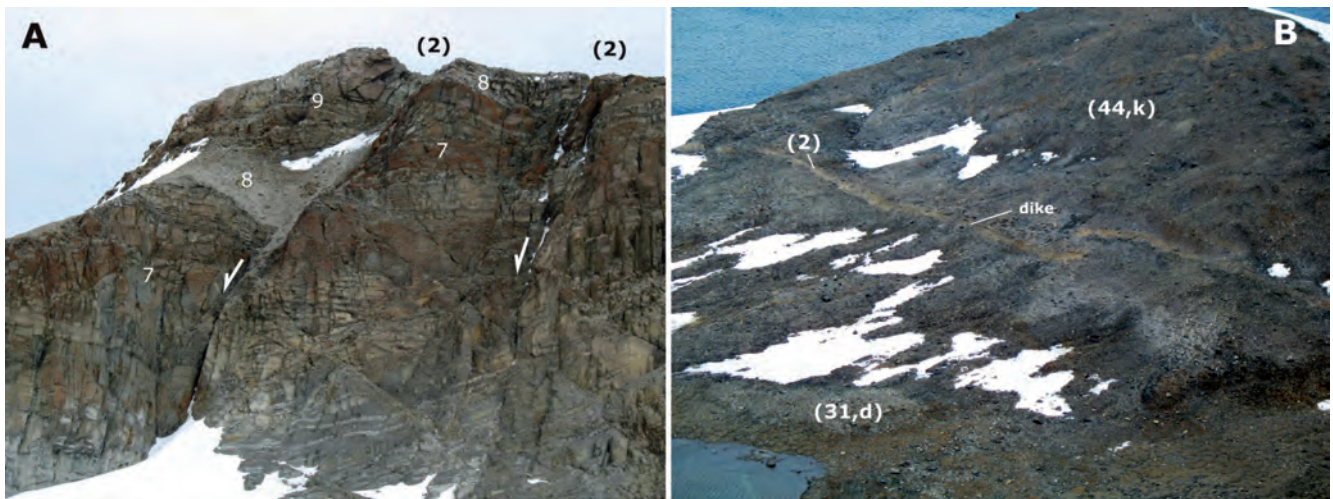


Figura 5.13. A.- Fallas normales apreciables como lineamientos (2) sobre la ladera septentrional escarpada de la cresta "Rollover" del Monte Flora. B.- Lineamiento con control estructural (2) asociado a un dique básico sobre la más septentrional de las colinas Scar; claramente visible en campo por su color pardo de alteración.

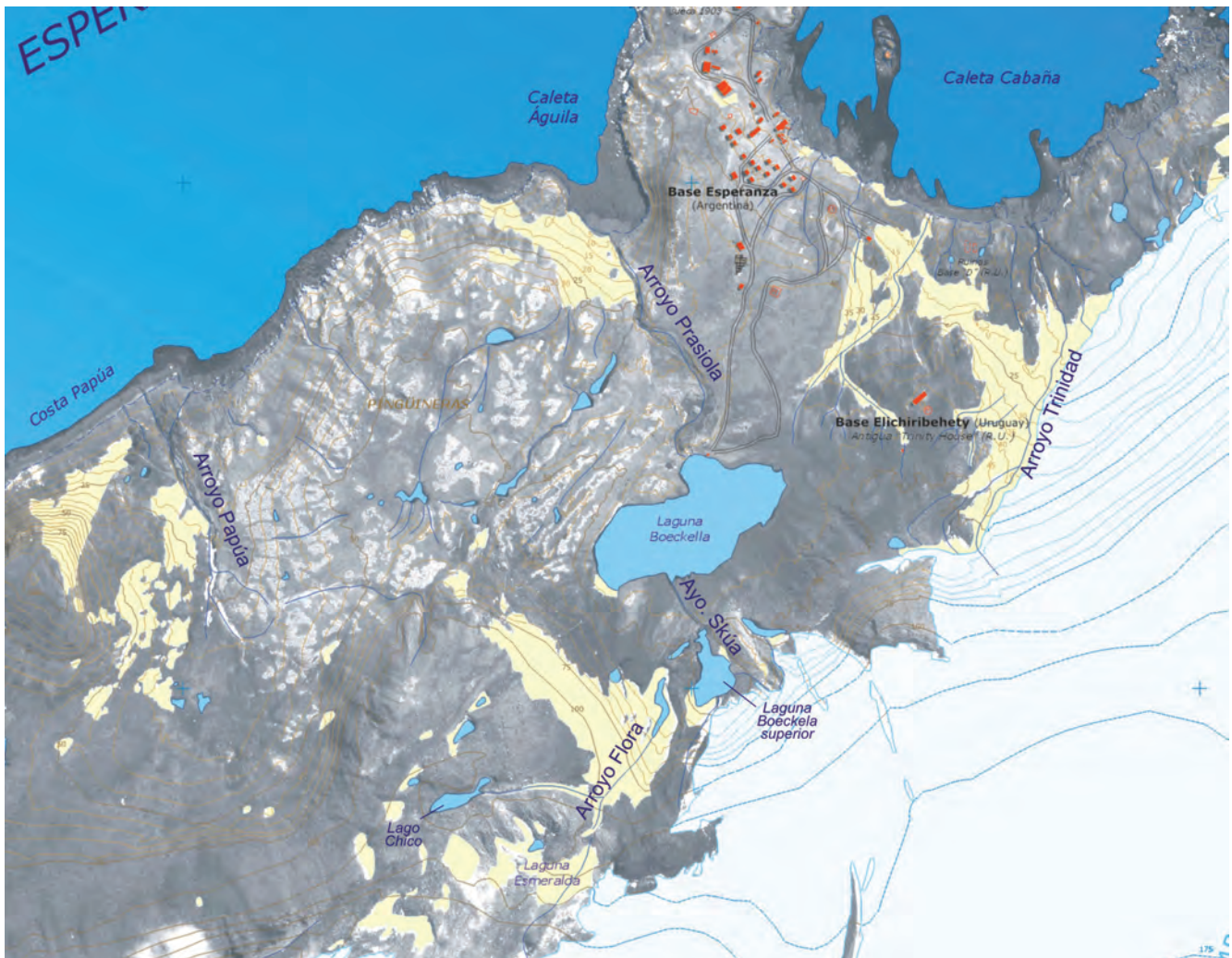


Figura 5.14.- Recorte del Mapa Topográfico de bahía Esperanza (Montes *et al.*, 2010) con la localización y denominación de los principales arroyos en el entorno de la Base Esperanza (según las descripciones de Pizarro e Izaguirre, 2009).

arroyos Flora y Skúa erosionan y transportan los materiales de los depósitos morrénicos circundantes, que son depositados formando pequeños abanicos coalescentes muy planos (12, c) sobre el margen meridional de la laguna Boeckella (Fig. 5.17B y C). En otros casos, con escorrentía muy baja y escasa topografía dan lugar a

discretos depósitos aluviales o de arroyada (14, b) ocupando suaves valles casi planos (vaguadas), como el que aparece sobre la plataforma de abrasión intermedia (27, 28), o como en los arroyos Papúa (Fig. 5.17A) y Prasiola en su tramo alto (13, a), o sobre la plataforma de abrasión de las pingüineras, junto a las

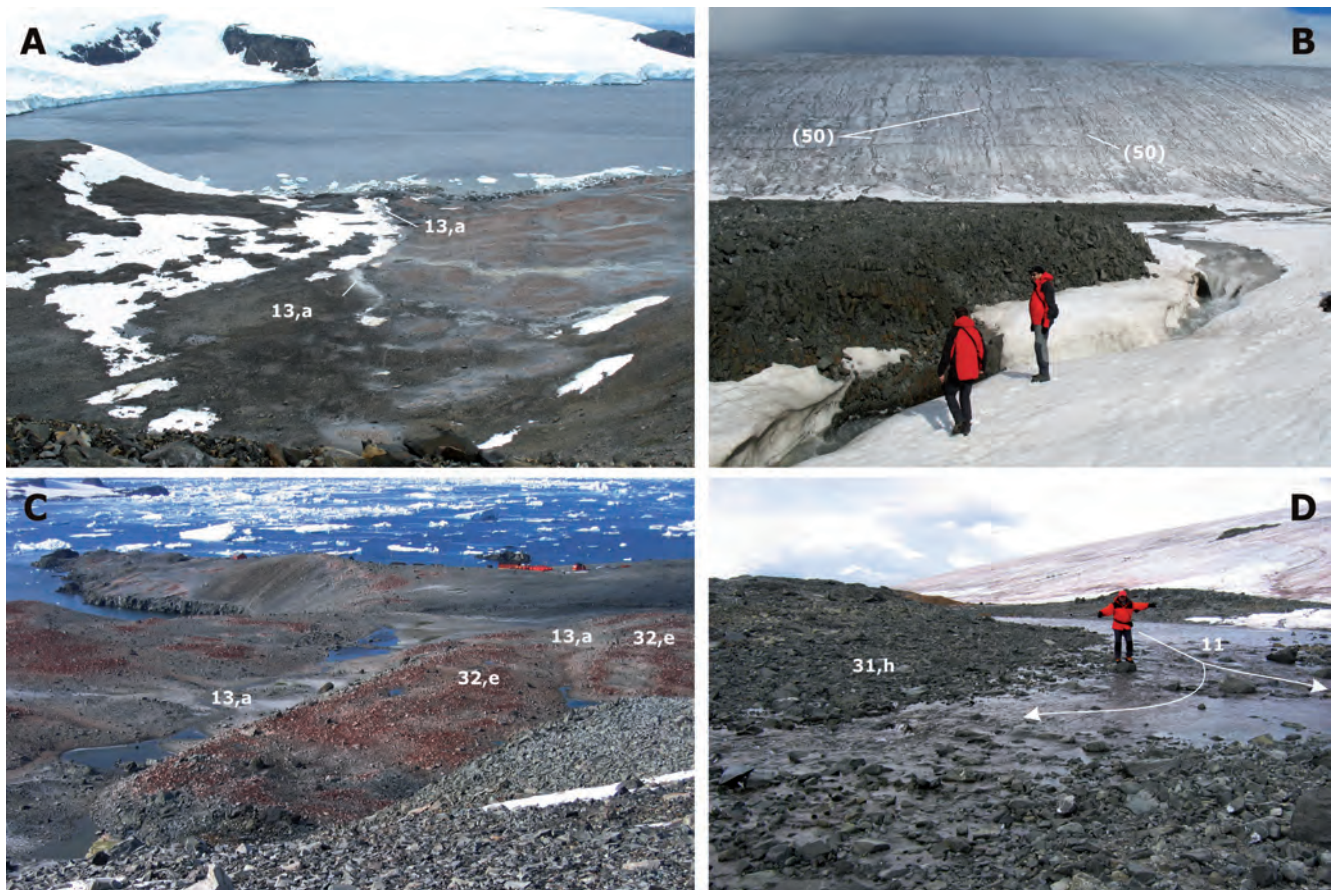


Figura 5.15. **A.-** Panorámica hacia el NO desde el borde de la plataforma superior (+100-120 m). Se muestra el amplio valle glaciar en “cuna” o “vallónada”, continuación natural del valle Cinco lagunas, conformado entre las Colinas Scar (a la izda.) y la plataforma intermedia (27, 28) (+45-50 m) de las pingüineras (dcha.). Por esta “vallónada” discurre el denominado arroyo Papúa (13, a), que drena parte del valle Cinco Lagunas de la plataforma superior y arrastra limos ornitogénicos procedentes de las pingüineras de la derecha de la foto. **B.-** Curso bajo superficial del arroyo Trinidad, antes de su desembocadura en caleta Cabaña. Discurre encajado con paredes verticales (5) en neveros e icings asociados, mientras que en otros tramos, fluye subterráneamente bajo los heleros (subnival) (8). Al fondo, rampa de ablación del glaciar Buenos Aires surcada de numerosos “chorrillos” supraglaciales (50) de los que el arroyo Trinidad, es su colector principal. **C.-** Panorámica desde la plataforma superior (27) (+100 m) hacia el NE, de la plataforma intermedia (27) (+40-50 m) y las morrenas laterales (32, e) del Monte Flora (dcha.) sobre las que se sitúan las mayores pingüineras. Junto a la morrena más externa (centro de la foto) se aprecia un suave fondo de valle (13) con escasos depósitos (a) jalonado por una sucesión de pequeños y someros encharcamientos enlazados por un arroyo de 5-10 cm de profundidad y no más de 2 m de anchura. **D.-** Difluencia de la escorrentía (11) en un curso secundario afluente del arroyo Trinidad, discurriendo sobre un till de fondo (31, h) junto al borde del glaciar Buenos Aires.

morrenas laterales o entre las crestas de la mismas (Fig. 5.15C), al NO de la laguna Boeckella.

De la misma forma, los arroyos Trinidad y Prasiola, que desembocan ambos al mar en caletas poco profundas, construyen discretos *fan deltas* (58, p) sobre la plataforma intermareal.

Durante el verano del 2004-2005 y como consecuencia de las elevadas temperaturas alcanzadas, tuvo lugar el deshielo parcial del permafrost y, en determinadas zonas, la infiltración y circulación subterránea de la escorrentía entre éste y el lecho rocoso. Este proceso, desencadenó importantes deslizamientos y colapsos en los depósitos morrénicos (49, n), especialmente en la margen izquierda del arroyo Prasiola, efluente de la laguna Boeckella. Su rápida progresión, condujo finalmente a la desestabilización y derrumbe parcial del dique artificial del cerramiento de dicha laguna (reservorio de agua dulce de la Base Esperanza) y a la drástica reducción de la capacidad de embalse en cerca de un 40%.

5.3.3. Formas glaciares

El modelado glaciar engloba todas aquellas formas originadas por una masa de hielo, tanto por su acción modeladora (erosiva)

en la interfase hielo-roca como por los derrubios transportados y acumulados durante las fases de retroceso y fusión del hielo (sedimentación). La acción de desgaste por el paso del hielo glaciar debido a la fricción de los fragmentos rocosos que el glaciar lleva en el contacto con el sustrato glaciar (lecho y paredes laterales), recibe el nombre de abrasión glaciar y se manifiesta por las típicas micro y mesoformas de erosión como son pulimentos, estrías, *drumlins* rocosos etc.

Obviamente, en la zona, predominan los sistemas morfogenéticos glaciar y periglaciar. El glaciarismo de esta región es fundamentalmente de tipo casquete (*ice cap*) en clara regresión, con forma de domo y perfil convexo (Fig. 5.18), resultado del flujo extrusivo, del que van sobresaliendo diferentes relieves rocosos denominados nunataks (18 a 20). Muestra una ablación importante, consecuencia de la continua pérdida de masa de hielo generalizada que se observa en esta zona de la Península Antártica desde el Último Máximo Glaciar (LGM) Holoceno.

Esta dinámica regresiva del casquete polar Peninsular Antártico, inicialmente con un flujo extrusivo, acaba finalmente dando lugar a un campo de hielo (*ice field*) irregular, debido a la interconexión de varias cuencas de alimentación residuales con la presencia de



Figura 5.16.- Cascada y rápidos (10) en el tramo encajado (5) rocoso del arroyo Prasiola. Se localiza justo en el borde de la plataforma de abrasión intermedia (27,28) (+45-50 m) en su descenso hacia el mar, en caleta Águila.

collados de difluencia (en muchos casos aparentes, puesto que se tratan de actuales divisorias de flujo glaciar o líneas de cuenca) y que, en sus zonas marginales, terminan individualizándose para formar lenguas de desbordamiento o de escape (*outlets*) que acaban en el mar (Fig. 5.21A) en algunos casos confinadas entre relieves similares a los glaciares de valle de tipo alpino y, donde la ablación es máxima, reducidos a glaciares de circo; en otros lugares hay además, cordones morrénicos de descarga separados del frente glaciar, que indican su claro retroceso.

La cubierta glaciar de la zona cartografiada corresponde, en orden de importancia, a los glaciares Buenos Aires y Pirámide (casquete en regresión, Fig. 5.18), Kenney y Depot (pseudoglaciares de valle) y el pequeño glaciar Flora, prácticamente reducido a un glaciar de circo, presentando aún una mínima conexión lateral (flanco SE), con el adyacente glaciar Pirámide mediante una suave y convexa rampa ascendente de varias decenas de metros. La margen septentrional de la bahía corresponde, en su mayor parte, al borde acantilado de hielo del glaciar Arena (Figs. 2.3 y 5.22), que tiene su cabecera en la vertiente NE del Monte Taylor y su pie, en las aguas del estrecho Antártico.

El hielo glaciar es un cuerpo sólido que fluye fácilmente por acción de la gravedad debido a la pendiente del terreno. Esta fluencia lenta siguiendo determinadas direcciones (39), según sea de tipo extrusivo, en las grandes masas de hielo no confinadas al relieve o, gravitacional en los glaciares confinados, tiene lugar mediante dos tipos de procesos que son la deformación interna y el deslizamiento basal. Dicho movimiento origina una transferencia continua desde la zona de acumulación a la zona de ablación.

Los regímenes de esfuerzos varían a lo largo de la masa glaciar, pudiendo diferenciarse un flujo compresivo, cuando se reduce la velocidad del glaciar y un flujo extensivo que se localiza en las zonas en las que aumenta la velocidad de flujo. En consecuencia, los cambios de pendiente del lecho glaciar condicionan variaciones locales de flujo; estos fenómenos de estiramiento y compresión, unidos a las tensiones de rozamiento con el lecho y entre las diferentes capas de acumulación de hielo, son responsables de las deformaciones en el hielo, tanto roturas, grietas (*crevasses*) (36)

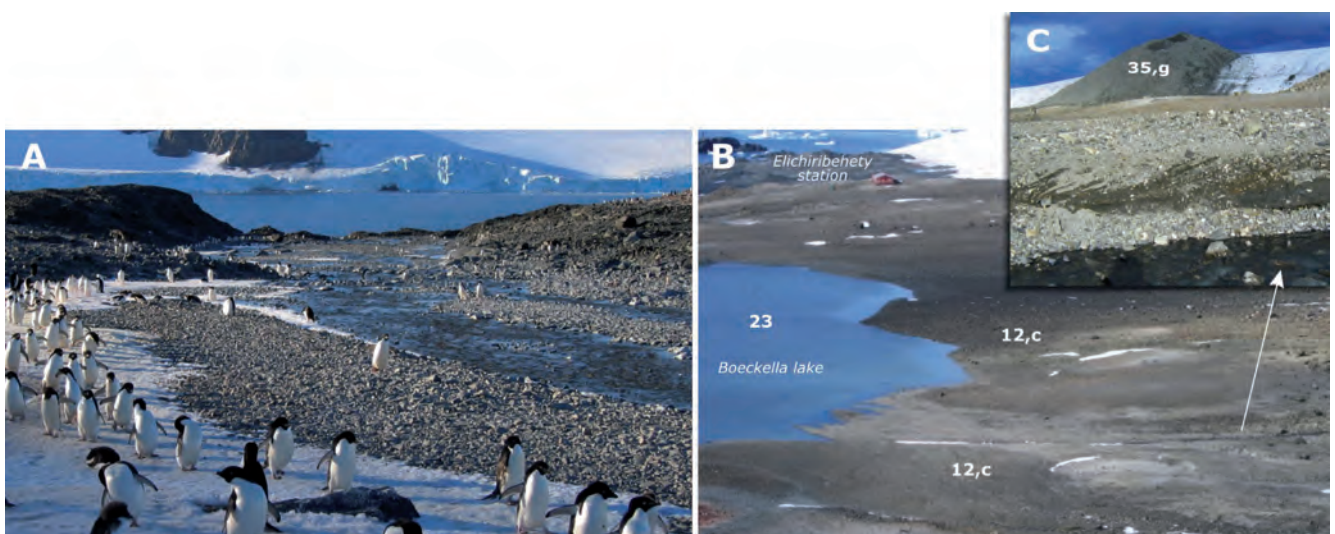


Figura 5.17. A.- Depósitos de cantos y gravas aluviales (13, a) en el fondo de valle del arroyo Papúa, cerca de su desembocadura. **B.-** Aspecto de los abanicos aluviales proglaciares coalescentes (12, c) (arroyos Flora y Skúa) que progradan sobre el margen meridional de la laguna Boeckella (23). Al fondo a derecha, el borde del glaciar Buenos Aires y el edificio de la antigua *Trinity House*, (actualmente base uruguaya desocupada), sobre la superficie rocosa de abrasión de la plataforma (27, 28) intermedia. **C.-** Estratificación cruzada planar en los depósitos de abanico aluvial (c) progradante sobre el margen meridional de la laguna Boeckella (depósitos de *fan delta* lacustre), visibles en el margen del arroyo Flora (en primer término). Al fondo, el borde del glaciar Pirámide-Buenos Aires con la destacada acumulación de *till* (35, g) denominada *Montón de Escombros*.

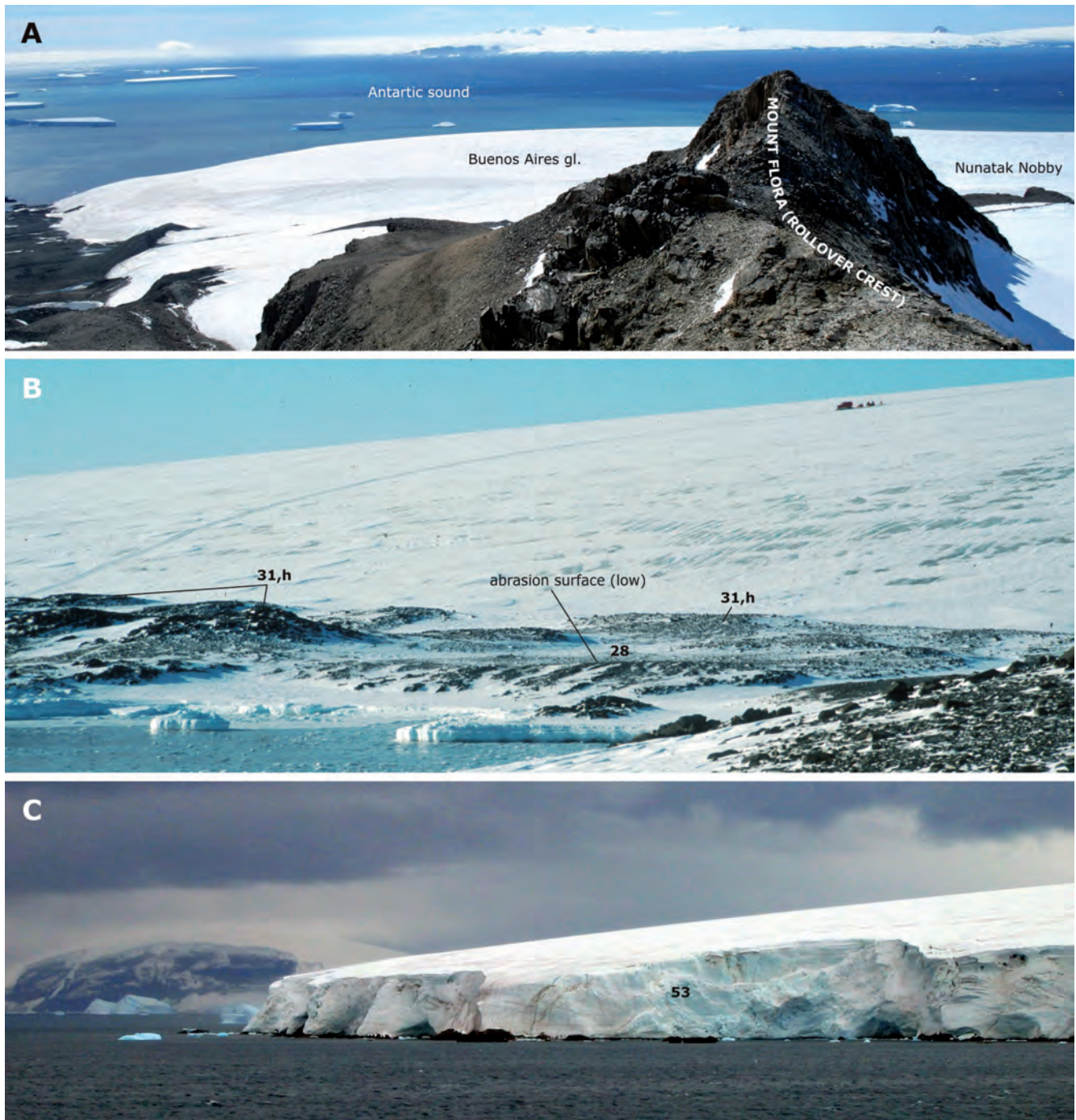


Figura 5.18.- A.- Perfil convexo del glaciar Buenos Aires (*ice sheet*) hacia la zona deglaciada de bahía Esperanza (izquierda) y frente al estrecho Antartic donde termina sobre una plataforma rocosa intermareal o como plataforma flotante (*ice self*). En ambos casos presenta perfil acantilado por desprendimientos. En primer plano, la cresta SE del Monte Flora (21) (*cresta Rollover*). **B.-** Progresiva rampa convexa del glaciar Buenos Aires, más pronunciada hacia la base (frente a la caleta Cabaña). El espesor del domo de hielo se va adelgazando hacia este borde (NO) externo y hacia el estrecho Antartic (izquierda). Arriba a la derecha y a modo de escalera, descendiendo por la rampa un tractor *snow cat* arrastrando varios trineos de carga. **C.-** Terminación en escarpe acantilado (53) del glaciar Buenos Aires frente al estrecho Antartic. La ablación en este frente está dominada por desprendimientos y caídas de bloques de hielo (*seracs*) debido a la socavación basal por el oleaje. Se aprecia la forma convexa de la superficie del hielo debida a la ablación por fusión.

y bloques (*seracs*), como dúctiles, en forma de pliegues, ojivas y foliación (Fig. 5.19).

Algunas veces, estos cambios en el perfil del lecho, tienen su reflejo en la superficie del glaciar en forma de cambios bruscos en la superficie convexa (38) y habitualmente con el desarrollo de conjuntos de grietas extensivas transversales. Cuando éstas se entrecruzan, la superficie del glaciar se convierte en una masa quebrada de bloques individualizados, a veces dentados, denominados

seracs. Las grietas marginales se forman por esfuerzos extensivos originados por una mayor velocidad de fluencia del hielo en el centro que en los márgenes del glaciar, consecuencia de una mayor fricción con las paredes rocosas que lo confinan.

La rimaya es la grieta que separa el hielo de la roca en la parte superior de la cabecera del glaciar al desplazarse el hielo, avanzar y separarse de la pared. En la cabecera del circo del glaciar Flora se ha señalado una grieta de este tipo (36) (Fig. 5.20B).



Figura 5.19.- A.- Pliegues en el hielo que evidencian su deformación plástica, puestos de manifiesto por alternancias de láminas o bandas claras y oscuras; sección expuesta sobre la rampa lateral del glaciar Buenos Aires frente a caleta Cabaña. **B.-** Pliegue sinformal sobre capas de acumulación en sección transversal (frente de ablación) del glaciar Pirámide; destacan las capas oscuras de hielo sucio por la presencia de detritos endoglaciares. Cambio de pendiente del glaciar (38). En primer plano la laguna "Boeckella superior".

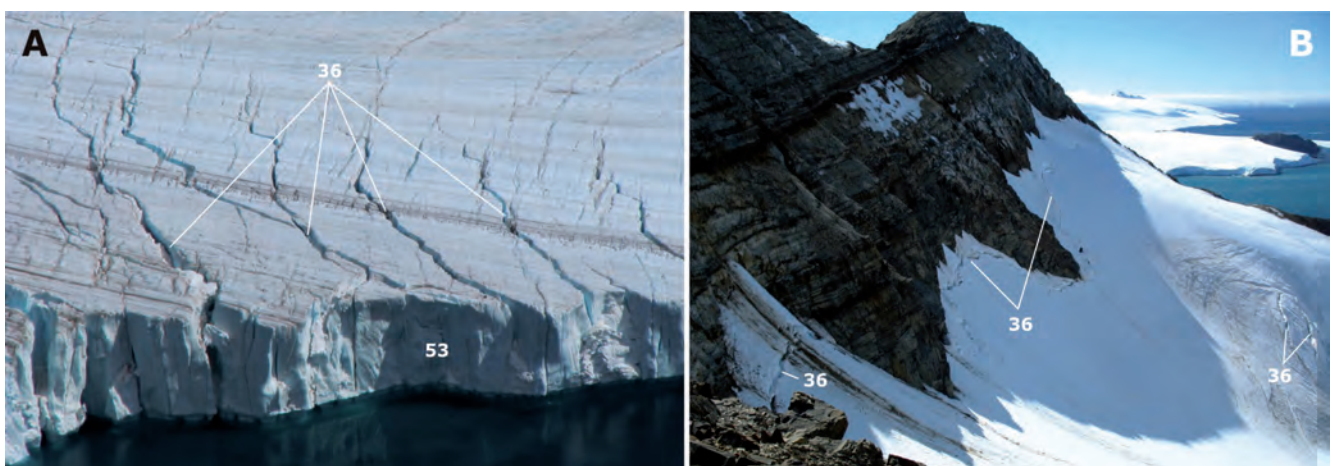


Figura 5.20.- A.- Acantilado vertical (53) en hielo (>25 m) con el que acaba la lengua flotante del glaciar Depot al fondo de bahía Esperanza. Dicho escarpe evoluciona retrocediendo de forma bastante rápida (actual) por el desprendimiento y caída (*calving*) de *seracs*, a favor de las grietas transversales extensionales visibles en la imagen. Los bloques más consistentes o de mayor tamaño originan pequeños témpanos o icebergs. **B.-** Rimaya (36) de trazado irregular siguiendo el contacto hielo roca, visible sobre la cubierta nival en la cabecera del circo del glaciar Flora. Más abajo (dcha.) grietas (36) asociadas a un abombamiento convexo en la superficie del hielo.

En la terminación de la lengua flotante sobre el mar del glaciar Depot (Fig. 5.21A), con unos 750 m de anchura, al fondo de la bahía, se desarrolla todo un campo de grietas de extensión (36) y su individualización es *seracs* (Fig. 5.20A) que van sucesivamente desprendiéndose del mismo dando lugar a témpanos y pequeños icebergs y al paulatino pero evidente retroceso de dicha plataforma de hielo.

Si la acumulación y producción de hielo en un glaciar es superior a la evacuación, como es el caso de la formación de los casquetes glaciares, el nivel del mismo asciende y, el hielo puede llegar a superar la cota de algún collado preglaciar en la divisoria montañosa, descargando a otro circo o valle adyacente, produciéndose la erosión glaciar del collado. En el caso de que la acumulación de hielo sea máxima y la funcionalidad de todos los collados es efectiva por el hielo difluente, se utiliza el término de transfluencia. Con el retroceso glaciar y la pérdida en volumen tras el Máximo Glaciar, a estos collados se les denominan de difluencia glaciar, puesto que son zonas de interconexión entre diferentes cuencas de alimentación glaciar. Este fenómeno de difluencia (37), ha sido señalado en diversos lugares como en el denominado collado de las Motos,

entre el glaciar Depot y el denominado "corredor del Taylor" que fluye al SO, hacia la bahía Düse o, en el collado Gallegos, entre los nunatak Flora y Pirámide (Fig. 5.21C); y también entre el glaciar Kenney que sería, como el Depot, un glaciar de escape (*oulet glacier*) respecto al domo central del glaciar Buenos Aires.

Entre las formas mayores de erosión glaciar más destacadas están los circos glaciares (21), depresiones semicirculares o semielípticas de dimensiones hectométricas, por lo general de paredes escarpadas y que están, o han estado ocupadas por hielo de decenas de metros de espesor, que se ha generado a partir de una zona de acumulación preferente y continua de nieve. Se emplazan sobre las vertientes de los nunataks (18 a 20) y normalmente están dominados por laderas abruptas. El circo se ensancha fundamentalmente por la acción de la crioclastia, muy efectiva en las rocas aflorantes por encima de hielo (Fig. 5.21A) y profundiza por efecto de la abrasión en el contacto hielo-roca, sobre todo en el fondo, siendo al parecer más rápido el retroceso que la excavación. En la cartografía se ha señalado como tal, el circo (21) del glaciar Flora, puesto que es el único del área cartografiada que presenta muy bien definida su configuración (Fig. 5.21B).

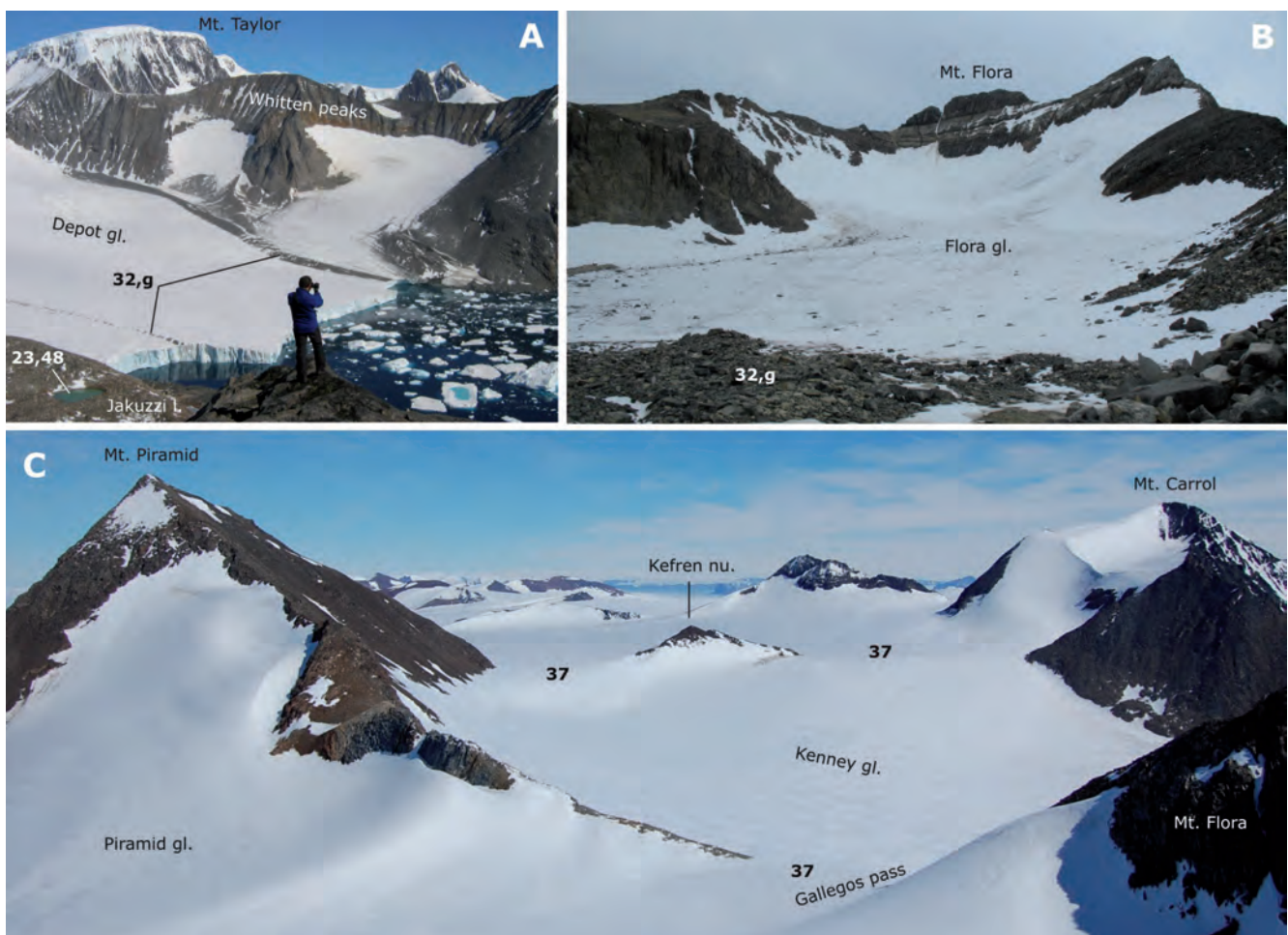


Figura 5.21.- A.- Panorámica a media altura del fondo de bahía Esperanza, tomada desde el cordal NO del Monte Flora. El fondo del fiordo presenta en este caso pequeños témpanos acumulados por las corrientes. A la izquierda y en primer plano la laguna Jacuzzi (23, 48) sobre depósitos morrénicos (32, e) del glaciar Kenney. En el centro la terminación de la lengua flotante del glaciar Depot que acaba en un pronunciado acantilado vertical sobre el mar (el escarpe supera los 25 m). Esta morfología correspondería a un glaciar de valle de tipo salida o escape (*oulet glacier*). Sobre él, al fondo, se aprecia el cordón morrénico lateral-central (32, g) relacionado con su margen septentrional y con los dos pequeños glaciares de circo desarrollados sobre la vertiente meridional de la cresta de los picos Whitten. En el otro margen, abajo a la izda., otra morrena central (32, g) por confluencia con el glaciar Kenney. Al fondo el Monte Taylor, con su cubierta glaciar colgada. **B.-** Vista panorámica, hacia el SO, del circo (21) del glaciar Flora desde su última morrena frontal (32, g). El anfiteatro queda delimitado al E (izda.) por la cresta *Rollover*, al fondo por la cresta occidental cimera y, a la dcha. por la cresta septentrional, en la que aflora el histórico yacimiento de plantas fósiles. **C.-** Collados de difluencia (37) entre los glaciares Pirámide, Kenney y Buenos Aires. En primer término el collado Gallegos. En el centro de la foto a su vez, la divisoria de hielo entre el pico Pirámide y el Monte Carroll, con otros dos collados de difluencia (37) individualizados por el pequeño nunatak Kefren (18, 19) entre ambos.

La evolución de los circos conlleva la excavación y el retroceso de las paredes que origina, en los límites con otros glaciares y circos adyacentes, agudas aristas rocosas glaciares (**19, 20**). El objetivo de la simbología correspondiente a picos principales (*hörn*) (**18**), divisorias y aristas glaciares representados en la cartografía es contextualizar el área afectada por la acción del hielo e identificar las diferentes cuencas glaciares que se van individualizando (Fig. 5.21C) a lo largo del deshielo que tiene lugar durante el correspondiente interglacial Holoceno, a partir el Último Máximo Glaciar en el que se formó un único casquete o inlandsis.

La divisoria glaciar del Monte Flora dibuja un conjunto de estas aristas largas y afiladas, al igual que los montes, Mamotreto, Filo Agudo (Pulgar) o los picos Whitten, mientras que otros nunataks de la región presentan la típica forma apiramidada o *hörn* (**18**) como el pico Pirámide (Fig. 5.7A) o el pequeño Kefren (Fig. 5.21C).

El desplazamiento de los glaciares sobre el sustrato rocoso origina otra de las grandes formas erosivas más singulares como son los valles glaciares, con el característico perfil en "U" (valle en artesa) (Fig. 5.22) de paredes escarpadas y fondo bastante plano (Fig. 5.21B). A veces las paredes del valle glaciar pueden presentar rellanos u hombreras (**25**) por diferencias litológicas o encajamientos sucesivos.

Su perfil longitudinal puede presentar irregularidades, correspondientes a cubetas y umbrales. Las cubetas son depresiones con dimensión variable, métrica a hectométrica, debidas al vaciado o sobreexcavación (arranque concentrado y persistente) en el lecho basal de un glaciar y, una vez retirado el hielo, pueden quedar ocupadas por lagos o colmatados por sedimentos posteriores (Figs. 5.22 y 5.23). Los umbrales rocosos o *riegel* (**24**), por el contrario, corresponden a relieves positivos, más o menos destacados, que pueden presentar un escarpe aguas abajo debido a la sobreexcavación concentrada y persistente en un área concreta de la superficie basal de una masa de hielo. Estas formas de modelado pue-

den deberse a diversas causas, siendo las más frecuentes las variaciones litológicas o distintos espaciados de la fracturación. Se han señalado en la cartografía varios umbrales rocosos (**24**), el más destacado (Fig. 5.23) es el que separa la plataforma superior (**27**) (100-120 m) de la plataforma intermedia (**27, 28**) (+40-50 m). Los otros corresponden, uno al extremo NE del relieve de las colinas Scar frente al arroyo Papúa y, el otro, el que señala el desnivel existente entre la plataforma de abrasión intermedia (**27**), junto a la Base Elichiribehety (Uruguay) y la plataforma baja (**28**) (+10-15 m) que bordea el litoral de caleta Cabaña.

A los largos y profundos valles glaciares inundados por el mar se les denomina fiordos (*fjord*), término de origen noruego. Frecuentemente, los fiordos suelen presentar tramos rectos y paredes escarpadas con claro control estructural, tal como se interpreta bahía Esperanza y la totalidad de este estrecho corredor de la península Tabarin (Heredia *et al.*, 2004).

El hielo de los glaciares es capaz de transportar grandes cantidades de material rocoso de diferentes tamaños a distancias considerables. Dicha carga es aludida genéricamente como derrubios glaciares (*drift*, en un sentido dinámico). Los procesos de arranque y transporte, dan lugar a un efecto global de vaciado, ejerciendo sobre el lecho rocoso una acción de desgaste y arranque denominados genéricamente como abrasión y arranque (*plucking*) respectivamente. Dicho desgaste está producido fundamentalmente por los materiales rocosos que transporta el hielo y que en su movimiento, llegan a rozar con las paredes y fondo del lecho. Esta continuada acción erosiva acaba originando un rebajamiento y aplanamiento generalizado del sustrato rocoso por el que deslizan, que cuando se retiran los hielos se configuran como plataformas o superficies de abrasión más o menos extensas y con diferente grado de evolución y conservación (**27, 28**), generalmente con bloques erráticos dispersos (**27**) o pequeñas acumulaciones de *till*.

Toda la carga sólida transportada por el hielo forma acumulaciones de derrubios glaciares que reciben el nombre genérico de *tills*.

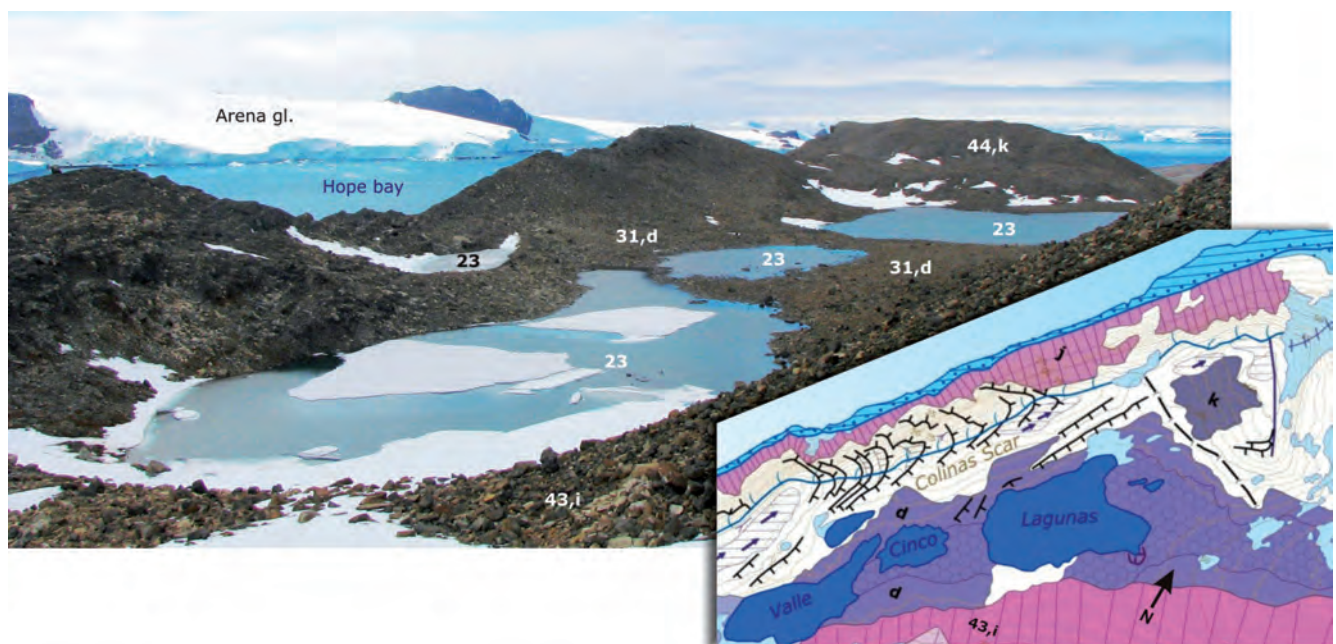


Figura 5.22.- Vista panorámica (imagen superior) desde la vertiente septentrional del Monte Flora con el detalle cartográfico donde queda reflejada la interpretación geomorfológica del valle Cinco Lagunas y el relieve alomado de las colinas Scar que lo separan del fiordo de bahía Esperanza (de atrás). En la imagen se muestran las cuatro lagunas (**23**) que aparecen agrupadas. Las tres más grandes en primer término, alineadas en el fondo del valle, se emplazan sobre el *till* de fondo (**31, d**), mientras que la más pequeña y alargada de detrás, lo hace sobre una depresión originada por arranque (*plucking*) a favor de planos de estratificación y diaclasado del propio relieve rocoso de las colinas Scar.

El *till* es un depósito que está formado por una mezcla caótica, no consolidada, de fragmentos de cualquier tamaño (Fig. 5.24B), desde arcillas a grandes bloques, y cuyos clastos suelen presentar, a veces, huellas debidas a las acciones durante el transporte como estriado o marcas de choque o pulido. Por lo general no suelen presentar ninguna estructuración interna, si acaso una cierta orientación de los ejes mayores de los fragmentos de gran tamaño en los *till* subglaciares. La abundancia de finos en el *till* favorece posteriormente el desarrollo de suelos.

El material transportado por el hielo puede ser movilizado en tres ambientes distintos. El primero de ellos es sobre la propia superficie del hielo, como derrubios supraglaciares muy angulosos (32, g) (Fig. 5.24A), muy frecuentes en los glaciares de valle por la aportación de sus laderas rocosas. Están también los detritos englaciares (también denominados endoglaciares), incorporados a la masa de hielo y diseminados o concentrados en niveles (Fig. 5.19B). Por último, los detritos subglaciares, basales o de fondo (31, d, f, h), derivados del propio lecho por "decantación" en un medio fluido como es el hielo, desde la zona interna de transporte o del material que penetra a favor de grietas y corrientes subglaciares. Frecuentemente a este último tipo de acumulaciones se le suelen denominar "tills de acreción".

No todos los detritos movilizados por el hielo se deben a la propia actividad erosiva de éste, sino que un aporte importante tiene lugar mediante caídas y desprendimientos de rocas o avalanchas de nieve y rocas procedentes de los escarpes y laderas de los relieves rocosos circundantes.

En general, todos los derrubios glaciares actuales o subactuales que forman acumulaciones no consolidadas y sin ningún tipo de selección, reciben el nombre genérico sedimentológico de *tills* (d, e, f, g, h), mientras que el término *morrena* (topónimo *moraine*: colina de derrubios), se refiere preferentemente a la forma (33, 34, 35), si bien también tiene una acepción como depósito.

Las morrenas son formas de acumulación de *till* de todo tipo y procedencia y con gran heterogeneidad fisonómica, si bien lo más significativo es su geometría en colinas o alineaciones que culminan en una cresta más o menos aguda (33, 34). El material clástico transportado por el hielo se deposita en el borde o en el frente

de las lenguas glaciares, y cuando el hielo se funde y retrocede, esos derrubios se acumulan y depositan formando las morrenas, que pueden ser longitudinales (morrenas laterales, 32) respecto a la dirección del movimiento (flujo) del hielo o disponerse transversales, en el frente terminal de una lengua, denominándose morrenas terminales o frontales (32) y que nos indican posiciones de avance o retirada del glaciar. Las morrenas laterales pueden presentarse adosadas a la pared rocosa del glaciar, o formar cordones separados de la misma. En algunos casos, las morrenas laterales se juntan con las frontales dando origen a cordones o arcos morrénicos, que pueden represar aguas del deshielo generando lagos de obturación.

Por tanto, el abandono de toda la carga sólida contenida en el hielo (supra, en y subglaciar) por la ablación (fusión) total de éste, origina un *till* de fusión o de "descarga" (e, g), que tienen forma de cordón y se localizan tanto en el frente como en las zonas marginales del glaciar (32, 33 y 35). En el contacto hielo-roca se genera un *till* basal de acreción (31) que suele conformar una superficie irregular, en general con depósitos de escasa potencia (d, f, h) y presencia de asomos de sustrato rocoso con pulimentos (29) y estrías (30).

El material depositado en el fondo del glaciar (bajo el hielo) cuando éste está en movimiento, o después, cuando está en fase de retroceso o inactivo y funde *in situ*, no adopta una forma determinada, sino la de un manto irregular más o menos continuo, que se denomina "morrena de fondo", o simplemente "manto de *till*".

Finalmente, cuando el hielo ya inactivo recubierto por detritos (*glaciar negro*) se acaba fundiendo, se originan las llamadas morrenas de desintegración o morrenas *hummocky*, que cubren amplias superficies en forma de terreno ondulado con pequeñas colinas y depresiones, a veces solapadas, formando un conjunto con el *till* de acreción.

Si los detritos depositados son muy escasos y derivados de los procesos de erosión y transporte glaciar, aparecen las superficies de abrasión sobre las que destacan los denominados "bloques erráticos" (Fig. 5.26A) de variados tamaños y generalmente alóctonos respecto al sustrato. Las superficies de abrasión pueden limitarse a pequeños afloramientos o ser más o menos extensas,

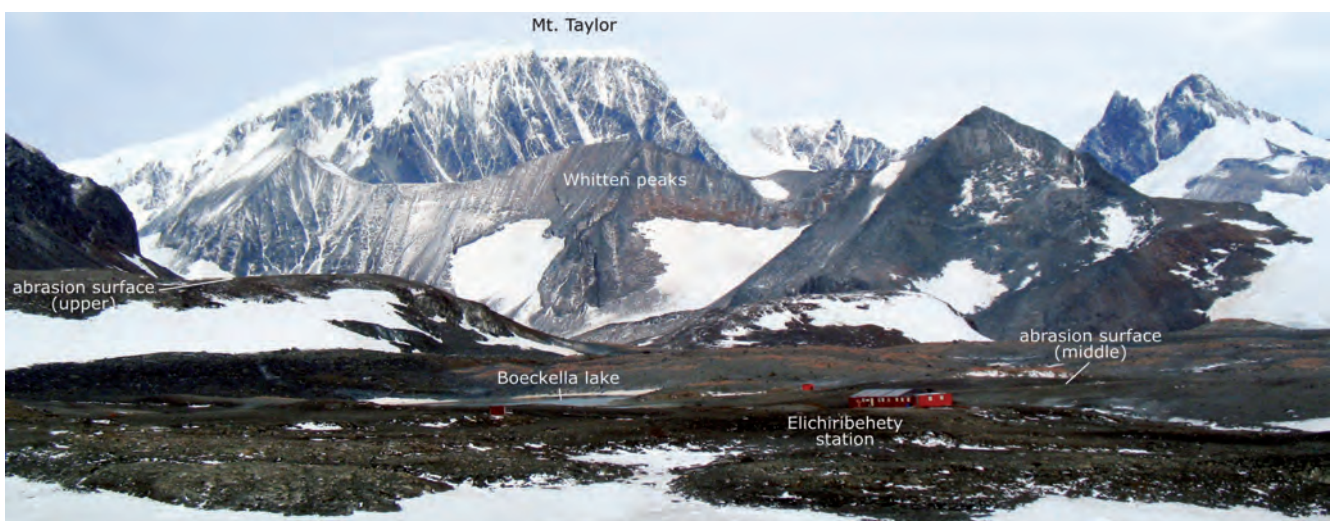


Figura 5.23.- Panorámica de la superficie rocosa de abrasión (27) donde se localiza la Base Elichiribehety (Uruguay) y diversos depósitos morrénicos y fluvioglaciares. Todos estos elementos conforman la plataforma intermedia (27, 28) (+40-55 m). Sobre ésta y ocupando una pequeña depresión, la laguna Boeckella (centro). A la izquierda de la foto y marcado por la presencia de un nevero alargado, el escarpe rocoso correspondiente al umbral (24) de la plataforma de abrasión (27) superior (≥ 100 m) y detrás, el contrafuerte septentrional del Monte Flora. Al fondo (al otro lado de la bahía) el Monte Taylor y el cordal de los picos Whitten.



Figura 5.24.- A.- Frente acantilado y margen izquierda del glaciar Depot parcialmente representado en la cartografía. Se aprecia la presencia de una morrena lateral superficial (**32, g**) alimentada por conos de derrubios de la propia ladera, a la que se une otra morrena central (**32, g**) procedente de la arista de separación de dos pequeños circos emplazados en la vertiente meridional de la cresta de los picos Whitten. Ambas morrenas se unen para formar un único cordón central. Se observa también la existencia de otra morrena lateral (**32, g**) más ancha, del segundo circo, a la derecha de la imagen. **B.-** Depósito de *till*: acumulación de material detrítico suelto constituido por fragmentos angulosos de diferentes litologías, sin ningún tipo de selección de tamaño; corresponde al talud externo del arco morrénico externo frontolateral del glaciar Flora (**32 y 33, g**), sobre la plataforma superior (**27**), junto al denominado “lago Chico”.

formando plataformas subhorizontales (**27 y 28**) sobre el sustrato rocoso subglaciar. También pueden originar depresiones con dimensión variable, debidas a una sobreexcavación por arranque concentrado y persistente en determinadas zonas del lecho basal, muy frecuentemente, después de pasar una zona de umbral. Estas depresiones, una vez retirados los hielos, pueden ser colmatadas por los propios sedimentos glaciares (*tills* de fondo, **31**) u otros posteriores fluvio-glaciares (**12, c**), lacustres, de ladera (**42, 43**) o simplemente, acumular agua formando lagos y lagunas (**23**) de diferentes dimensiones.

Las aguas resultantes de la fusión del hielo forman parte directamente del sistema glaciar y también del periglaciar, si están relacionadas con el hielo del permafrost. Las aguas resultantes de la ablación de los glaciares pueden dar lugar a un sistema de circulación múltiple mediante regueros superficiales (**50**) (*bédieres*) y a través de sumideros (*moulins*) y conductos que conectan las aguas supraglaciares con las internas y las de fondo o subglaciares. Toda esta escorrentía puede prolongarse más allá de los límites de los glaciares como una escorrentía superficial normal, o acumularse de forma más o menos permanente en depresiones cerradas de diferentes tipos formando lagos o lagunas (**23**).

En la zona de bahía Esperanza existen varios lagos y lagunas de ciertas dimensiones que se descongelan a principios del verano austral y permanecen libres de hielo hasta finales de marzo, así como numerosos pequeños “encharcamientos” temporales.

Los mayores lagos que existen en el área se originaron por el retroceso de los glaciares Kenney (Cinco Lagunas) y Flora (laguna Boeckella), existiendo también otras más pequeñas que ocupan huecos o pequeñas depresiones de sobreexcavación glaciar como las de las colinas de las pingüineras, o junto a la rampa lateral del glaciar Buenos Aires, frente a la caleta Cabaña (Fig. 5.14). Otras son claramente de colapso termokárstico como la laguna Jacuzzi (Fig. 5.28A), sobre las morrenas del glaciar Kenney; la laguna Esmeralda sobre los arcos morrénicos frontales del Flora, o el lago Chico, cuya profundidad máxima alcanza los 5,5 m (Pizarro e Izaguirre, 2009), sobre el *till* de fondo de la plataforma alta del Flora. Las hay también de represamiento tras un arco morrénico, como la denominada informalmente “laguna Boeckella superior”, junto a la rampa de ablación frontolateral del glaciar Pirámide.

En esta región antártica, dichos cuerpos de agua dulce se ponen en evidencia durante la temporada estival, cuando los procesos de descongelamiento se hacen máximos. Aquellas masas de agua que no se congelan hasta el fondo durante el invierno, con persistencia de una cierta columna de agua líquida en profundidad, reciben la denominación de *lagos*. En contraposición se denominan lagunas antárticas a aquellos cuerpos de agua temporales o que por su escasa profundidad se congelan completamente al comenzar la época invernal (Pizarro e Izaguirre, 2009). De acuerdo a esta característica, se pueden considerar como lagos, la propia laguna Boeckella, la Boeckella superior y muy probablemente las dos mayores del valle Cinco lagunas (Fig. 5.22).

Como “lago” así entendido, la *laguna Boeckella* es la más importante del entorno de bahía Esperanza, no sólo por ser la de mayores dimensiones, sino porque al permanecer sus aguas profundas líquidas, sirve para el abastecimiento de agua de la Base Esperanza durante todo el año. Su nombre hace referencia a la abundante presencia en sus aguas del pequeño crustáceo cópodo calanoideo, *Boeckella poppei* (Andersson, 1906).

El lago está alimentado por las aguas de fusión procedentes de los glaciares Flora y Pirámide a través de varios cursos superficiales temporales (Fig. 5.25), entre los que destacan los arroyos Flora y Skúa además de otras lagunas intermedias. Es un lago de características típicamente meso-eutróficas pues sus aguas se ven afectadas por la escorrentía de las pingüineras aledañas (Pizarro e Izaguirre, 2009).

Se trata de un cuerpo de agua dulce de origen glaciar alojado, sobre la plataforma intermedia (45 m), en una suave depresión cerrada por el NO mediante un par de cordones morrénicos (**32, 34, e**) del conjunto Flora-Buenos Aires. El fondo de la depresión aparece recubierto por un *till* basal (**31, f**) y por el relleno progradante de los depósitos fluvio-glaciares (**12, c**) localizados en su borde suroriental. Dicha depresión se interpreta por tanto, como una cubeta de sobreexcavación, subsiguiente al umbral de la plataforma superior, localizado al SO y, a su vez, se trataría de un lago de represamiento glaciar por los cordones morrénicos que lo delimitaban y retenían por el NO, antes de los colapsos termokársticos (Fig. 5.35B y C; y Fig. 5.37B) que afectaron a dicha zona (2005 y 2008).

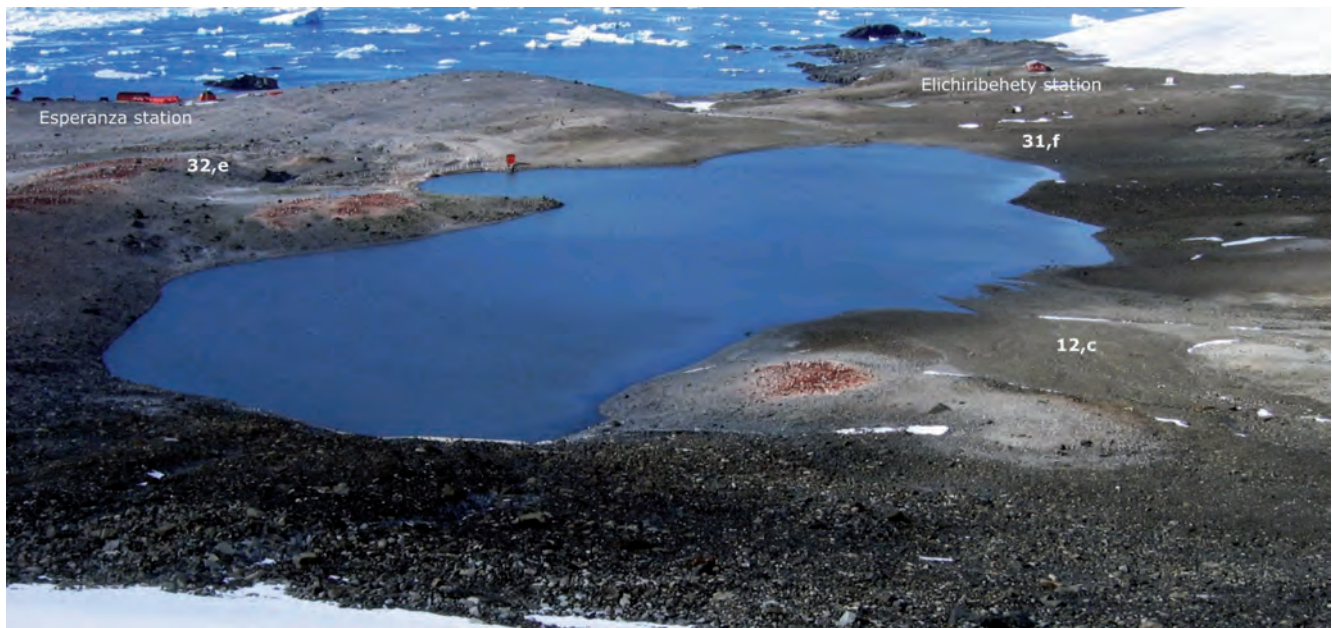


Figura 5.25.- Panorámica hacia el NE desde el borde de la superficie de abrasión superior de la laguna Boeckella y de su entorno. La laguna se emplaza sobre la plataforma de la superficie de abrasión intermedia (40-50 m) recubierta parcialmente por till de fondo (31, f), en una suave depresión semicerrada por el NO (izda.) por varios cordones morrénicos y un pequeño dique artificial de represamiento. La laguna es drenada por el arroyo Prasiola; mientras que por el SE (dcha.), se va colmatando por los sedimentos de abanicos proglaciares (12, c) arrastrados por los arroyos Skúa y Flora. La foto es del 2/02/05, una vez reconstruido el dique, roto tras el desbordamiento y recuperado el nivel original de las aguas de la laguna.

Ermolin (2009) por el contrario, lo considera como un lago de origen termokárstico, originándose la depresión que lo alberga por colapso de la morrena de fondo sobre la que se asienta, con el consiguiente desarrollo de un *talik* abierto lacustre intrapermafrost por debajo de las aguas superficiales de la laguna. Los cálculos numéricos realizados por dicho autor a partir de un perfil térmico transversal al lago de unos 200 m de longitud, permiten obtener una configuración del *talik*, en dicha sección, con contactos muy verticalizados que superarían los 40 m de profundidad.

A pesar de ser el lago más extenso del entorno, sus dimensiones son más bien modestas, con unos 0,06 Km² de superficie, aunque bastante profundo (≥ 9 m). En 1987 se realizó una campaña de muestreo en diferentes lagos del entorno antártico peninsular e islas adyacentes (Zale y Karlén, 1989) y, del lago Boeckella se llegaron a recuperar 2,93 m de testigo de sedimentos que posteriormente fueron datados (Björck *et al.*, 1991; Zale, 1994a,b), sirviendo dichas dataciones y estudios como referencia para establecer la fecha del retroceso glaciar en esta zona y de la primera ocupación y el posterior desarrollo de las pingüineras asentadas junto a sus orillas. Zale (1994a,b) analizó los sedimentos lacustres de la laguna Boeckella, deduciendo la presencia de pingüinos y su establecimiento en sus orillas, desde al menos 5,55 Ka, unos 0,8 Ka después de la deglaciación (~6,3 Ka).

Con posterioridad a los diversos colapsos, tanto del dique como de las morrenas que lo contenían (Nozal *et al.*, 2006, 2007; Ermolin y Silva, 2007; Ermolin, 2009), se redujo notablemente la capacidad y extensión de sus aguas a la vez que surgieron dificultades para el abastecimiento habitual a la base.

El límite septentrional de la laguna Boeckella está formado por varios cordones morrénicos laterales que se asocian al glaciar Flora, mientras que, al sur de la misma, tras la llanura aluvial proglaciar, existe otro gran arco morrénico más acusado y reciente, detrás del cual se forma la "laguna Boeckella superior", alimentada desde la rampa lateral del glaciar Pirámide y de la que, al parecer, se está actualmente tratando de abastecer la base (febrero

2008). Este último arco morrénico frontal (33, 32, g) puede relacionarse con el último pulso de retroceso del glaciar Pirámide.

Otras lagunas o lagos importantes corresponden a los ubicados en el denominado *valle Cinco Lagunas* (*Five Lake valley*) (Fig. 5.22). Se trata de cinco cuerpos de agua con muy diferentes dimensiones y bastante someros, que pueden llegar a congelarse totalmente durante el invierno. Son de aguas muy transparentes y baja concentración en nutrientes (nitrógeno y fósforo), por lo que la biomasa del fitoplancton es bastante baja, siendo claramente oligotróficos (Pizarro e Izaguirre, 2009) por encontrarse lejos de las zonas de influencia de la fauna marina (aves y mamíferos).

En este sentido, el valle Cinco Lagunas es un variado ejemplo sobre el origen de estos cuerpos lacustres, en el que las tres lagunas mayores del conjunto se localizan sobre los depósitos de un till basal (31, d) que ocupa el fondo del valle. Otra de las lagunas próxima a éstas, por el contrario, se emplaza en una cubeta de arranque a favor de la estratificación y el diaclasado de los estratos de la Fm Hope Bay que afloran en la vertiente meridional de las Colinas Scar (Fig. 5.22). La última de las lagunas, estrecha y alargada, se emplaza más al SO, entre dicho relieve rocoso y la cresta (34, e) de una morrena lateral del glaciar Kenney.

Las vertientes que configura el valle Cinco Lagunas corresponden por el SE, a los altos contrafuertes rocosos septentrionales del Monte Flora (300-500 m), mientras que, por el NO, el valle queda delimitado por un relieve mucho más modesto (70-90 m) que en conjunto se ha denominado colinas Scar. Dada la posición que ocupa el relieve de las colinas Scar, éste puede interpretarse como una hombrera o umbral rocoso alargado (24, 25) que individualiza el pequeño valle glaciar de Cinco Lagunas (glaciar Kenney), del valle más amplio e inundado por el mar (fiordo, bahía Esperanza) provocado por el glaciar Depot, con profundidades máximas de más de 180 m.

Estos mismos procesos de erosión y abrasión glaciar también originan elementos morfológicos menores, catalogables como meso



Figura 5.26.- A.- Bloque errático de grandes dimensiones abandonado tras la fusión del hielo. En este caso se apoya sobre una superficie de abrasión pulida (29) modelada en forma de "lomos de ballena" o *drumlins* rocosos en las colinas Scar. **B.-** "Roca aborregada" (26) con superficie pulida y estriada (29, 30), situada junto al litoral de caleta Cabaña sobre un sustrato rocoso de areniscas limolíticas (1) de la unidad inferior de la Fm Hope Bay. **C.-** Estrías glaciares (30) laterales y hendidura de fricción (muesca creciente) que señalan dirección y sentido del flujo del glaciar Pirámide, marcadas sobre el sustrato de una hombrera (25) o umbral rocoso de conglomerados (5), de la Fm Mount Flora, parcialmente recubiertos por bloques de *till* (32, g).

y microformas. Los más frecuentes de ellos son rocas aborregadas y lomos de ballena o *drumlins* rocosos (26), localizados en el extremo SO de las Colinas Scar (Fig. 5.26A) y junto a la desembocadura del arroyo Trinidad en el litoral de la caleta Cabaña (puntuales y de mayor tamaño, Fig. 5.26B).

Las rocas aborregadas (26) corresponden a protuberancias del propio lecho basal rocoso con forma hemiovoidal, generalmente orientada con la dirección del movimiento del hielo y que muestran una fuerte abrasión con la superficie pulida y estriada. A veces son muy asimétricos a causa del arranque (*plucking*) en la cara opuesta al flujo, constituida por una superficie más escarpada, irregular y fragmentada.

También repartidos de forma puntual en diversos afloramientos rocosos, aparecen pulidas (29) y/o con estrías (30) en forma de microincisiones lineales discontinuas, acanaladuras y huellas de arranque y choque (hendiduras de fricción y fracturas de empuje) (Fig. 5.26C).

En el borde frontolateral del glaciar Pirámide aparecen dos afloramientos de sustrato rocoso señalados como una hombrera gla-

ciar (25) que delimitarían la pared lateral del valle en artesa del adyacente glaciar Flora y que, ha quedado expuesta por el retroceso, con el consiguiente encajamiento del glaciar Flora con respecto al Pirámide. Estos dos afloramientos que conforman la hombrera, aparecen parcialmente recubiertos por cantos y bloques de *till* (33, g) que por su posición, igualmente se han considerado como parte de una morrena lateral o central, pues las estrías presentes en el sustrato (Fig. 5.20C), indican un flujo oblicuo de antigua confluencia lateral de ambos glaciares. Algo más al norte, aparece una destacada acumulación de detritos en forma de colina, coloquialmente denominada como el "*Montón de Escombros*" (Fig. 5.27A). Dicha acumulación se presenta alineada con otras morrenas centrales (32, g) de crestas (34) bien definidas y derivadas del nunatak Nobby.

Este aspecto de gran volumen de detritos, es más bien aparente, pues en diversas secciones se puede observar que se trata de un depósito de carácter pelicular, mostrando en su interior, bajo la cubierta de cantos, la existencia de hielo laminado glaciar (35) en su interior. Se trataría por tanto de un espectacular ejemplo de "inversión del relieve", originado por fusión diferencial, al quedar protegido el hielo glaciar subyacente de la ablación



Figura 5.27.- A.- Acumulación de detritos (*till*) en forma de colina sobre el borde del glaciar Buenos Aires, denominada como el *Montón de Escobros* (35, g). Este destacado volumen con hielo glaciar (15) en su interior queda resaltado por fusión diferencial. **B.-** Mesa glaciar constituida por un gran bloque rocoso de tobas soldadas sobre un pedestal de hielo infrayacente protegido de la fusión (foto año 2002). Localizada sobre la superficie del hielo, ya inactivo, del glaciar Flora, por detrás de sus arcos concéntricos morrénicos frontales. **C.-** Acumulación de gravas y arenas transportadas por una corriente supraglaciar en el fondo de una “marmita” o “pilacón” tallado en el hielo. Posteriormente, depósitos similares originaron, por ablación, montículos de hielo recubiertos por una cobertera pelicular de gravas. **D.-** Pequeño montículo de gravas con hielo en su interior, debido a la inversión del relieve a partir de un depósito inicialmente acumulado en el fondo de una “marmita” del lecho de un torrente supraglaciar, similar al de la foto C. Originalmente por tanto, podría asimilarse a un pequeño depósito de *kame* (no estratificado).

(por insolación y temperaturas ambiente positivas) por el manto de derrubios de la correspondiente morrena central, respecto al resto del hielo circundante expuesto. Este mismo fenómeno de inversión del relieve, pero a menor escala, se observa en algunos grandes bloques asentados sobre un pedestal de hielo y que conforman las denominadas mesas glaciares (Fig. 5.27B).

Igualmente, por el mismo proceso de inversión del relieve, aparecen montículos de diferentes tamaños y pequeños cordones aislados de gravas con hielo interior (Fig. 5.27D). Estas gravas inicialmente fueron transportadas, concentradas y depositadas en depresiones subcirculares (pilacones) o en el propio canal de los chorrillos (Fig. 5.27C), afluentes del arroyo supraglaciar Trinidad, al pie del glaciar Buenos Aires. Se podrían considerar por tanto como depósitos supraglaciares de *kame* en los que, debido a su escasa entidad y espesor, no tienen o no han conservado la estratificación interna propia de una sedimentación fluvial al invertirse el relieve y derramarse sobre la superficie del hielo que estaban protegiendo de la fusión. La ablación diferencial posterior invierte el relieve, rebajando el entorno y conservando en alto el hielo protegido bajo los detritos, que se de-

rraman sobre su superficie y que, paradójicamente, ocupaban una posición más baja (encajados) respecto a la superficie del hielo.

Entre la mitad oriental del valle Cinco Lagunas y la Base Esperanza existen depósitos glaciares con morfología poco definida, que posiblemente corresponden tanto a morrenas laterales y terminales degradadas como a *tills* de fondo. Dicho valle presenta un suave perfil longitudinal con cuencas de poca profundidad separadas por suaves umbrales definidos sobre el *till* de fondo (31, d), que encierran a las lagunas más grandes. Al final del valle, entre el hielo del glaciar Kenney, aparecen los depósitos morrénicos de retroceso de dicho glaciar. Los más próximos al borde del mismo (32, g), muestran numerosas crestas netas y agudas (34), bien señaladas, mientras que las más lejanas (33, e) presentan orlas de escasa altura y perfil romo, apenas destacadas del resto del detrito. Entre el relieve de una de estas crestas y el sustrato rocoso (3) de la última de las colinas Scar, se emplaza la más alejada, estrecha y pequeña de las lagunas del valle y, un poco más al sur sobre la propia cresta morrénica, aparece otra laguna de forma circular con bordes escarpados de origen termokárstico, denominada “laguna Jacuzzi” (Fig. 5.28A).

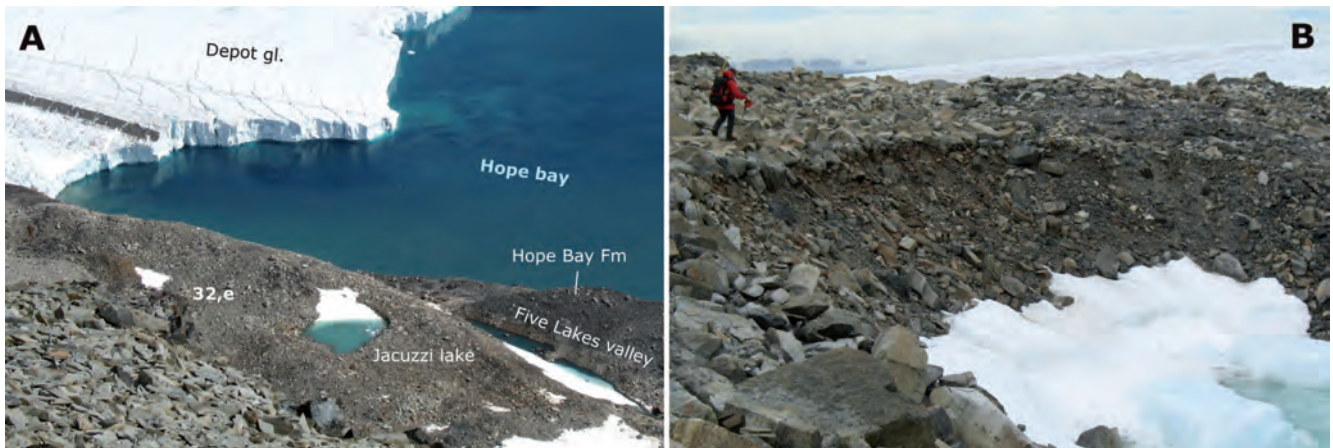


Figura 5.28.- A.- Laguna circular (*Jacuzzi*) de origen termokárstico, emplazada sobre una morrena lateral (**32, e**) del glaciar Kenney. A la derecha más pequeña, de forma alargada y parcialmente helada, la última de las lagunas del valle Cinco Lagunas, ubicada entre dicha morrena (**e**) y los afloramientos rocosos (unidad 3) del extremo SO de las Colinas Scar. En segundo término el fondo de bahía Esperanza, con el borde acantilado (**53**) del glaciar Depot. **B.-** Borde escarpado típico de colapso termokárstico (**48**), en el extremo NE del lago Chico emplazado sobre un *till* de fondo (**31, f**) del glaciar Flora.

Las morrenas frontales del glaciar Flora sobre la plataforma de abrasión superior (**27**), forman un complejo y apretado entramado de crestas laterales rectas (**32, e**) y (**32, g**), un *till* o morrena de fondo (**31, f**), y una sucesión de arcos frontales de retroceso con curvatura muy pronunciada (**33, 32, g**). Sobre todos ellos aparecen pequeñas depresiones, generalmente de bordes escarpados (**48**), que por el aspecto y lugar de emplazamiento son, de origen termokárstico (colapso). Dichas depresiones embalsan pequeñas masas de agua (**23**), entre las que destacarían el denominado "lago Chico" (Pizarro e Izaguirre, 2009) y la laguna Esmeralda (Fig. 5.29A).

En esta misma zona se ha cartografiado un pequeño deslizamiento de ladera (**47, m**) que se ha producido sobre la escarpada vertiente septentrional de una de las crestas morrénicas laterales más recientes (**32, g**) del glaciar Flora (Fig. 5.29B). Por el aspecto que presenta la cicatriz y la superficie de rotura, parece tratarse de un pequeño deslizamiento translacional planar (*debris slide*). Al estar, en cierto modo, alineado con el colapso termokárstico del lago Chico, no se descarta que la desestabilización en la base de dicha morrena y que ha originado dicho deslizamiento, guarde relación con otro colapso similar.

5.3.4. Formas periglaciares y nivales

El término periglacial fue utilizado por primera vez por el polaco Lozinski (1909) para referirse a las condiciones climáticas y geomorfológicas de las zonas adyacentes a los casquetes remanentes del hielo pleistoceno; al extenderse su uso, acabó generalizándose para designar procesos y características de climas fríos, sobre la superficie del terreno, regulados principalmente por fenómenos de hielo-deshielo y la presencia de un suelo permanentemente helado que se denomina permafrost.

Los investigadores rusos y argentinos utilizan el término *Geocriología*, para definir aquella ciencia relacionada con el estudio de los materiales terrestres permanente o estacionalmente congelados, es decir, con temperaturas por debajo de 0°C.

El permafrost se define como un espesor de terreno (suelo, depósito superficial o roca) permanentemente helado, o que permanece por debajo de 0°C al menos durante dos años.

Durante el verano austral, el permafrost sufre un deshielo en la parte más superior y a esta zona se le denomina capa activa o

mollisuelo, mientras que el nivel inferior, permanentemente congelado se denomina *pergelisuelo* (Fig. 5.30A). El espesor de esta capa de descongelamiento depende de las condiciones climáticas y de la humedad del suelo. El congelamiento estacional varía según las condiciones meteorológicas del año, pero suele comenzar a finales de febrero-principios de marzo, y permanece estable hasta mediados de noviembre-diciembre, con el comienzo del verano. En la capa activa del permafrost mediante la fusión-congelación estacional, tienen lugar las principales acciones periglaciares.

En base a su localización geográfica, el permafrost tiene una distribución espacial y espesores muy variados, así como la existencia de sectores o zonas internas no congeladas (*talik*). En este caso particular de la Península Antártica, se trataría de un permafrost polar antártico continuo, puesto que toda ella se encuentra incluida por debajo de la isoterma de -4°C, que marca el límite entre el permafrost continuo y el discontinuo. Dicho permafrost se originó durante las etapas frías o periodos glaciares ocurridos durante el Pleistoceno y parte del Holoceno.

El límite inferior del permafrost se encuentra a una determinada profundidad en la que la temperatura del sustrato alcanza los 0°C, dependiendo por tanto del gradiente geotérmico de la zona y, hacia la superficie, la base de la capa activa se localiza a una profundidad en la que la temperatura máxima anual es de 0°C. La zona más o menos llana descubierta de hielo de bahía Esperanza se halla en una zona de permafrost continuo con temperaturas del suelo en profundidad de amplitud anual cero, no menores a -3,5°C y un espesor medio de entre 100-120 m del horizonte de rocas permanentemente congeladas, es decir su base se situaría entre esas cifras de profundidad según los cálculos efectuados por Ermolin (2009).

Los procesos ligados al hielo-deshielo alcanzan su mayor efectividad e intensidad en el medio periglacial, tiendo su origen primario en las tensiones ocasionadas por los cambios de volumen sólido-liquido del agua, aprovechando cualquier discontinuidad, fractura o diaclasa de la roca. La rotura del material a causa de las contracciones por descensos térmicos bruscos y deshidratación se denomina termoclastia, pero el proceso de meteorización más importante del ambiente periglacial es la fragmentación debida al aumento del volumen del agua al congelarse (9%) en fisuras y poros de las rocas, dando lugar a clastos angulosos en forma de lajas y astillas y a una desintegración granular (Figs. 5.30C y D).

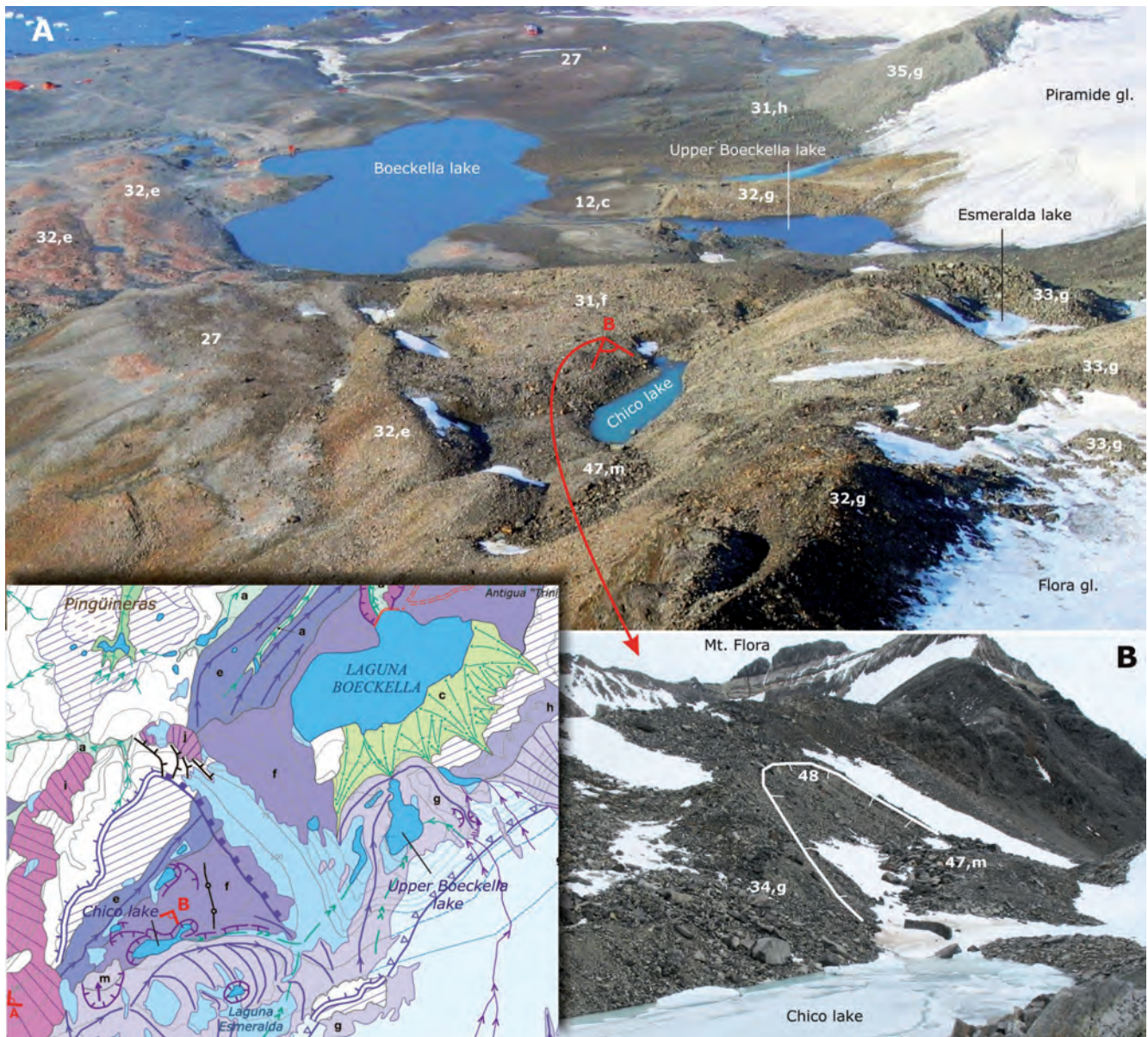


Figura 5.29.- A.- Panorámica hacia el NE desde la cresta septentrional del Monte Flora (año 2005). La parte inferior de la imagen muestra la plataforma rocosa de abrasión (27) superior (100-120 m), con la pequeña pingüinera alta a la izquierda. En el centro cresta morrénica: lateral (32, e) y morrena de fondo (31, f), con el lago Chico y, a la derecha, diversos arcos frontales (33, g) de retroceso del glaciar Flora y la pequeña laguna Esmeralda (helada), en un colapso circular interarcos. El tercio superior de la imagen corresponde a la plataforma de abrasión (27) intermedia (40-50 m) donde se emplaza la laguna Boeckella. Esta superficie está recubierta, también, por diversos depósitos morrénicos: (32, e), (31, f) y fluvio-glaciares (12, c). A la derecha, la laguna "Boeckella superior" embalsada tras un arco morrénico del glaciar Pirámide (33, g) y más allá, el "Montón de Escombros" (35, g). **B.-** Extremo SO del lago Chico parcialmente congelado (enero 2008) e inmediatamente detrás, el pequeño montículo que corresponde al deslizamiento de till (47, m) de la vertiente (izda.), correspondiente al cordón morrénico lateral (34, g) del glaciar Flora.

La persistencia de dichos cambios conduce a la rotura de los materiales que, genéricamente, se denomina gelifracción o crioclastia.

La crioclastia es muy intensa, afectando tanto al sustrato rocoso como sobre los diferentes depósitos superficiales. En el primer caso, da lugar a regolitos caóticos de cantos y bloques angulosos sueltos recubriendo *in situ* al sustrato. En el segundo caso, produce una fragmentación añadida y posterior superpuesta a la inicial, que fue la que originó los diferentes depósitos detríticos (Fig. 5.30C). Al pie del Monte Flora y también junto a la costa acantilada occidental (colinas Scar), la gelifracción alimenta importantes y espectaculares taludes y conos de derrubios (Fig. 5.32B).

El modelado periglacial tanto sobre el sustrato rocoso, como sobre los diferentes depósitos superficiales, ejerce su actividad morfogenética más intensa durante el verano austral, salvo en aquellas laderas o escarpes desnudos que, por su verticalidad, impiden la acumulación de nieve y la termoclastia actúa de forma continuada a lo largo de todo el año. Sin embargo, el máximo efecto de la crioclastia tiene lugar durante el verano austral, cuando las mayores temperaturas diurnas favorecen la fusión nival y el agua penetra en las discontinuidades rocosas, congelándose después durante la noche.

A nivel de suelos o depósitos superficiales, los cambios volumétricos asociados a la segregación del hielo, producen crioturbaciones (deformaciones) y expansiones (hinchamientos) y, en muchos

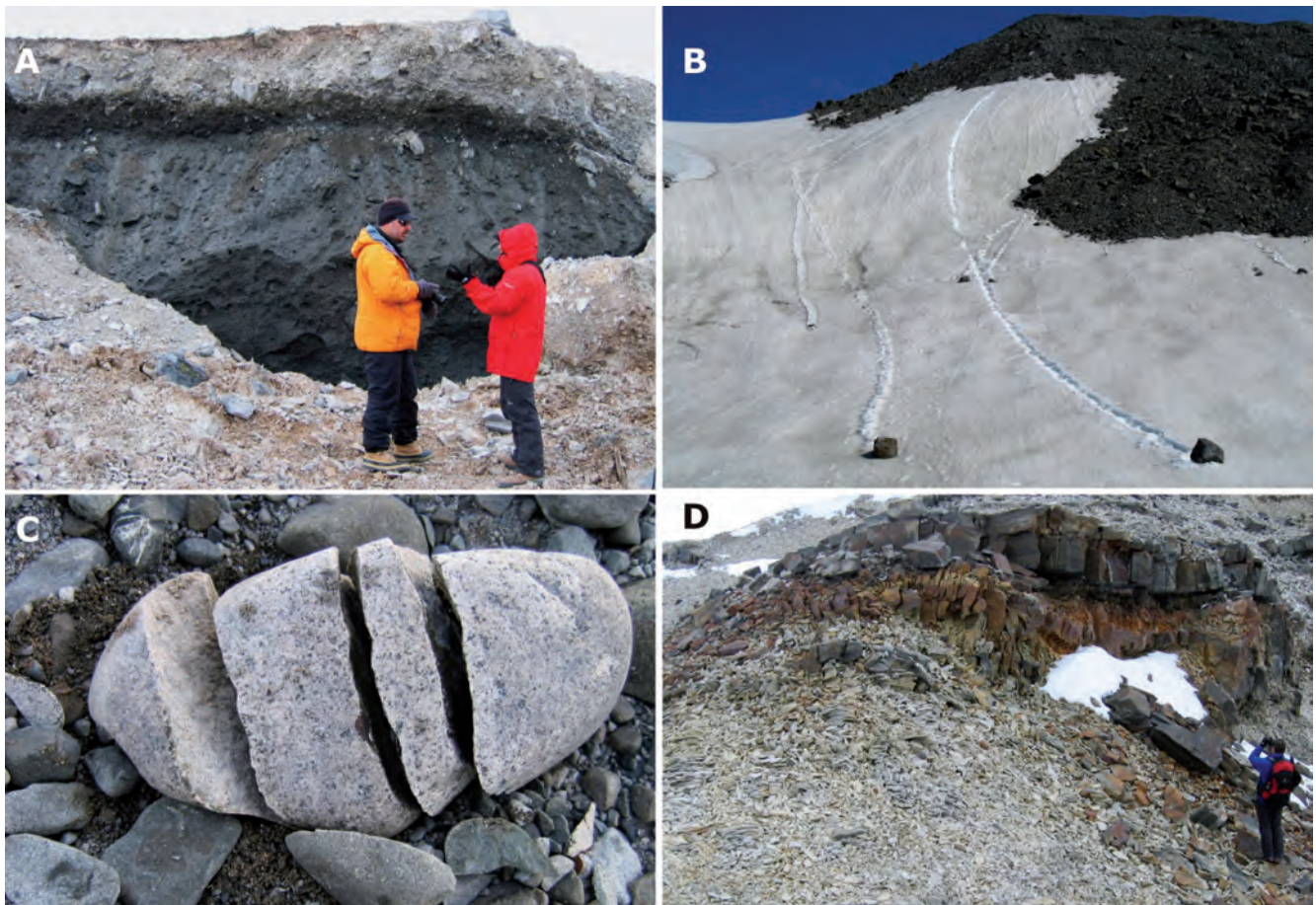


Figura 5.30.- A.- Perfil de permafrost sobre un depósito de *till* (32, e) rico en hielo enterrado. Corte expuesto en el escarpe de colapso termokárstico (48) en la margen izquierda del arroyo Prasiola, aguas abajo de la laguna Boeckella. La imagen corresponde al 13/01/05 (verano) por lo que la parte superior del perfil más clara (80 cm de espesor), corresponde a la capa activa descongelada, mientras que la parte inferior oscura del perfil permanece totalmente congelada. **B.-** Borde del "Montón de Escombros" (35, g) sobre el glaciar Buenos Aires. Desprendimientos (traslación) y trayectorias seguidas de bloques individuales de tamaño decimétrico sobre una vertiente nevada. El desplazamiento de los mismos es por rólido (rotación), por lo que los bloques mayores, debido a su mayor momento de inercia, logran un mayor desplazamiento, alcanzando la parte baja de la pendiente. El proceso tiene su origen en la fusión del hielo intersticial que cohesiona los clastos del *till*. **C.-** Crioclastia o gelifracción sobre un canto rodado granítico perteneciente a un depósito de terraza marina (55, o) en caleta Cabaña. **D.-** Crioclastia afectando a tobas soldadas y lavas basálticas (unidad 8) de la Fm Kenney Glacier en la cresta meridional del Monte Flora. La fragmentación por helada da lugar a un regolito superficial de clastos angulosos alargados a modo de "astillas" en las tobas y a fragmentos de mayor tamaño (bloques paralelepípedicos) favorecidos por el espaciado del diaclasado en la colada basáltica oscura intercalada.

casos, posterior retracción de los suelos que conducen a un reordenamiento tanto interno como superficial de sus componentes. En las laderas, también se pueden producir a mayor escala, desplazamientos en masa de los materiales según la inclinación del terreno, movilizados por su propio peso (autotraslación) y el contenido en agua líquida o sólida. En este grupo de procesos se incluyen deslizamientos, flujos (gelifluxión) de material fino y *creep* de helada o reptación.

Las coberteras nivales corresponden a acumulaciones de nieve sin compactar, consecuencia directa de las precipitaciones en forma de nieve o, ligeramente compactada aunque sin llegar a transformarse en hielo policristalino en el caso de los heleros semipermanentes o residuales durante el verano. Los efectos de estas coberteras nivales son contrapuestos: frente a los ciclos de helada, esta cobertera actúa como un protector contra los descensos térmicos que afectan al suelo, pero para otros fenómenos, actúa como fuente de humedad y favorece la meteorización y las roturas de los materiales al aportar agua, así como posibilita el flujo de los mismos.

Se conocen como procesos nivales (nivación), aquellos que son consecuencia de la acción de la nieve sobre el relieve, que a su vez

también están condicionados por los vientos predominantes, que redistribuyen la nieve en cuanto a espesor y lugares preferentes de acumulación. La nivación consiste en la acción combinada de la gelifracción, la gelifluxión, la meteorización y la denudación por lavado al fundirse finalmente la nieve. El efecto geomorfológico más destacable de todos estos procesos es la formación de los llamados nichos de nivación; sin embargo, en el área cartografiada no se ha llegado a reconocer ninguna de estas formas, muy probablemente al no haberse podido desarrollar por las propias características litológicas resistentes del sustrato rocoso.

Otro de los procesos debidos a la acción de la nieve, se manifiesta en forma de rápidos desplazamientos de las acumulaciones en las laderas, conocidas como avalanchas o aludes, que pueden transportar nieve o nieve y detritos. Los aludes pueden estar limitados por un canal mientras que otras veces no presentan ningún tipo de confinamiento. Los mantos nivales acumulados en las vertientes pueden actuar como zonas de tránsito favorables para el desplazamiento (deslizamiento traslacional y/o rólido) de los materiales a lo largo de las vertientes (Fig. 5.30B), llegando en algunos casos a formarse acumulaciones importantes de detritos en forma de cordón al pie del nevero denominados cordones de nivación o *protalus ramparts*.

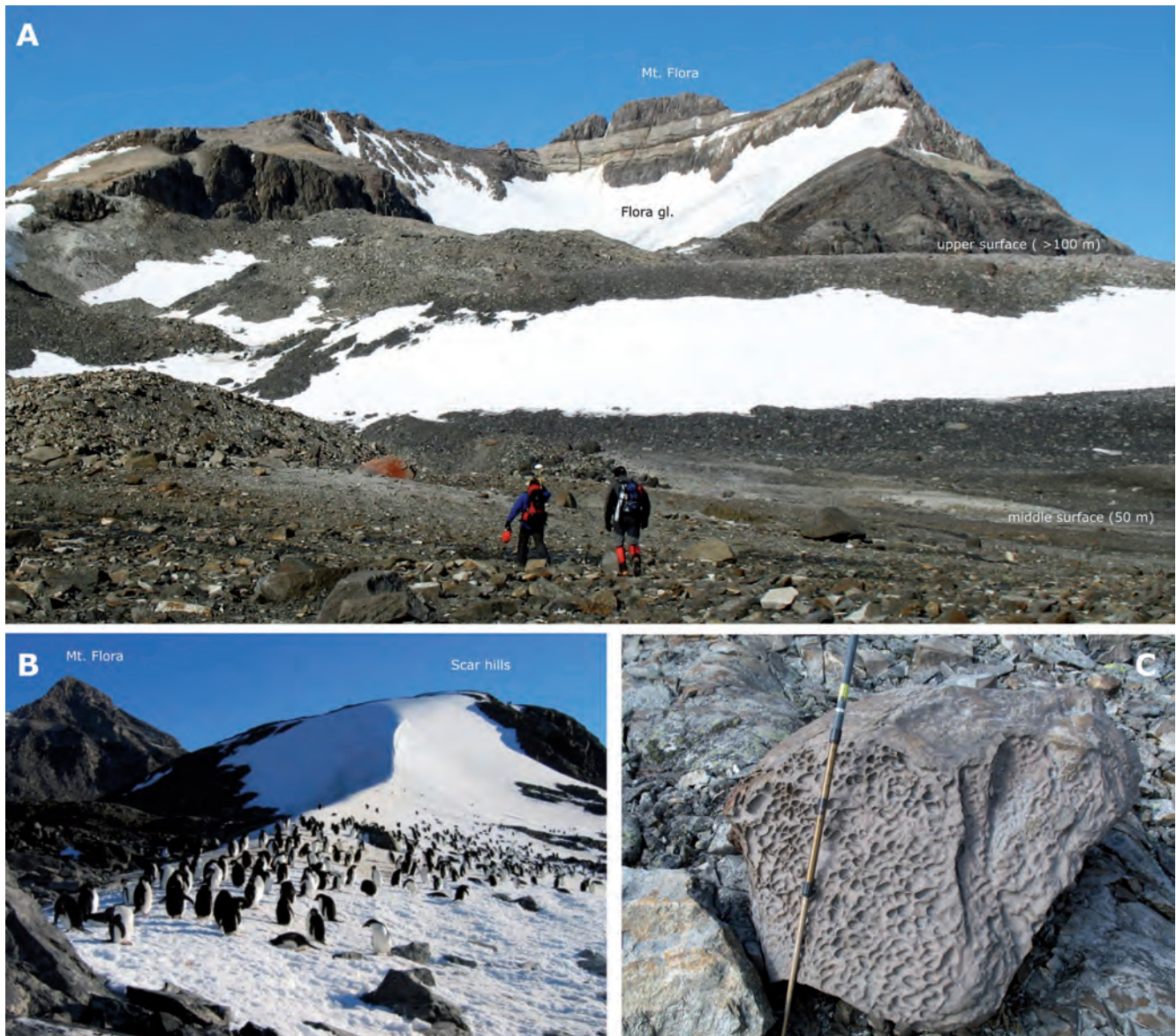


Figura 5.31.- A.- En el centro de la foto, extenso nevero (16) persistente al resguardo (sotavento) del escarpe (umbral, 24) entre la plataforma de abrasión (27) superior (>100 m) y la plataforma intermedia (~50 m). **B.-** Acumulación de nieve (16) formando una cola (17) a sotavento de las colinas Scar. A la caída de la tarde los pingüinos se refrescan sobre ella y se quitan el salitre después de sus jornadas de buceo para alimentarse. **C.-** Meteorización alveolar originada por la acción eólica sobre la cara expuesta a barlovento en un bloque errático. El conjunto de pequeñas oquedades o alveolos regulares, conforman una estructura denominada panal de abejas (*honeycomb*).

La precipitación nival junto con la acción eólica es también responsable de la acumulación de nieve (16) formando neveros alargados o colas de nieve (17) sobre el hielo, como los que aparecen en ambos flancos del collado Gallegos o a sotavento del nunatak Nobby. En la zona libre de hielo aparecen también destacadas acumulaciones que se mantienen en mayor o menor medida durante el verano, situándose a sotavento de los relieves o al pie de escarpes y laderas protegidas de los vientos dominantes. A estas acumulaciones corresponden las de costa Papúa a sotavento de las colinas Scar, donde forman una cola de nieve muy llamativa donde en las tardes soleadas se suelen refrescar y “desalinizar” los pingüinos de las zonas de nidificación próximas (Fig. 5.31B). También hay neveros de este tipo en caleta Águila.

Destacan también las acumulaciones de nieve que aparecen al pie del umbral existente entre las plataformas de abrasión superior e intermedia (Fig. 5.31A), cerca de la laguna Boeckella y entre la intermedia y la inferior, entre la rampa del glaciar Buenos Aires y la caleta Cabaña. En este entorno, las mayores acumulaciones

se observan en la vaguada del arroyo Trinidad junto con los *icings* originados por congelamiento de la propia escorrentía superficial.

Por último, el viento, muy intenso en esta región, es el causante de modificaciones menores en la morfología que se reducen a la pérdida de finos en los *tills* no cubiertos de nieve durante el verano, o a la discreta erosión alveolar puntual observada sobre bloques erráticos en las colinas Scar (Fig. 5.31C).

Las acciones periglaciares muy frecuentemente se limitan a remodelar morfologías previas y a una movilización, a veces mínima, de los materiales. A nivel global estas acciones están controladas por factores climáticos y litológicos, aunque su modalidad específica está asociada a la zona del suelo en el que se desarrollan y en su localización topográfica. Las formaciones superficiales derivan de la removilización que sufren los materiales de la superficie debido a roturas, deformaciones e hinchamientos o al movimiento de detritos bajo la influencia de la gravedad en las laderas.

En general, las laderas son zonas en las que los procesos erosivos pueden actuar de modo muy intenso y en las que, movilizadas por gravedad, nivación o escorrentía superficial y ayudadas por otros factores, movilizan los materiales sueltos o inestables sobre ellas, desplazándolos hasta el fondo del valle, donde la escasa y temporal escorrentía superficial se encarga de movilizar y/o depositarlos aguas abajo, dando lugar a diferentes depósitos aluviales y torrenciales.

En laderas rocosas abruptas de origen glaciar o retocadas posteriormente, como es el caso de los acantilados marinos de bahía Esperanza, la crioclastia produce la fragmentación de las rocas y posterior movilización gravitacional con desprendimientos y caídas casi continuas de rocas. Estas caídas, dan como resultado el retroceso del eskarpe y una ladera cubierta de derrubios (*gelifractos*), bajo el eskarpe rocoso culminante. Son las típicas laderas compuestas de cantil-talud o laderas complejas, si además del culminante, existe algún otro eskarpe rocoso intercalado.

La granulometría de estos depósitos de vertiente depende del material original, su textura, estructura y cementación, siendo en este caso las litologías coherentes, bien estratificadas y fisuradas (diaclasado) de las formaciones Mount Flora y Kenney Glacier, muy favorables para la gelifracción, generando grandes bloques y cantos, a veces gravas, en su mayor parte angulosos.

El proceso más frecuente en la meteorización de estos relieves rocosos es por tanto, la rotura por gelifracción o crioclastia a favor de diaclasas, pequeñas fisuras o la misma porosidad de la roca; la rotura produce clastos angulosos o *gelifractos*, pero también tiene lugar una desintegración granular. La continua producción de *gelifractos* trae consigo el retroceso de la pared o cornisa rocosa, mientras que los clastos caídos se acumulan en la base de los cantiles, dando lugar a laderas de cantil-talud con perfil cóncavo en las que la pendiente del depósito corresponde a la del ángulo de reposo del material más grueso depositado y que oscila entre 25° y 40° (Fig. 5.32A).

Dichos derrubios adoptan diversas fisionomías que, en este caso, forman un tapiz continuo (*talus*, *scree*), como vertientes de bloques (**43, i**) situadas al pie de las paredes escarpadas, conos de derrubios (**41, l**) individuales o múltiples generándose a la salida de corredores de estrechas paredes rocosas o canales de avalancha (**40**) espaciados a lo largo del eskarpe (Fig. 5.32B) y taludes de derrubios (**42, j**) que se adaptan más o menos a la ladera original.

Estas laderas suelen evolucionar por un retroceso paralelo del eskarpe y alargamiento del talud con disminución de la pendiente. En acumulaciones con cierto desarrollo se puede apreciar una clasificación de los clastos, estando los de menor tamaño en la parte superior y los mayores al pie, como consecuencia de su mayor energía cinética. Este tipo de acumulaciones corresponden en la cartografía a los depósitos sueltos, poco coherentes (**i, j y l**), que están constituidos por clastos heterométricos angulosos, con proporciones variables de matriz areno-arcillosa, también denominados canchales o pedrizas, gran parte de los cuales, siguen siendo activos. La litología de los materiales está directamente relacionada con la del cantil rocoso superior expuesto.

Se observa un desarrollo incipiente de pavimentos rocosos o campos de rocas (**44, k**) en algunas laderas de suave inclinación, como en el dorso de la primera de las colinas Scar, sobre *tills* de fondo o incluso sobre la plataforma de abrasión intermedia, aunque aquí no se han señalado. En general, los cantos mayores aparecen sobre un material más fino, más o menos hundiéndose en el *mollisol* al ser pisados. Estos pavimentos rocosos se diferencian de los criopedimentos (*felsenmeer*) en que los fragmentos no derivan exclusivamente del propio sustrato, sino también de cantos alóctonos de *till*.

Es también significativa la presencia de suelos estructurados u ordenados (**46**) (*patterned ground*), denominación colectiva de formas más o menos simétricas agrupadas, aunque también aparecen repartidos de forma aislada (Fig. 5.33C), guardando todos ellos una relación muy estrecha con el desarrollo de la capa activa sobre depósitos heterométricos con abundancia de finos. Donde ocupan mayor extensión, están mejor definidos y tienen buen desarrollo, es sobre el *till* de fondo (**d**) del valle Cinco Lagunas, uno de los lugares más planos del área estudiada. Allí, en dicho valle, los depósitos que contornean las dos primeras lagunas y fundamentalmente en sus sectores oriental y meridional, presentan suelos estructurados formando toda una malla de círculos de piedras clasificados (Fig. 5.33A).

Se trata de mesoformas circulares de 1-2 m de diámetro, formando círculos clasificados en los que la parte central presenta un alto contenido en finos y clastos de menor tamaño y un borde de piedras de mayor tamaño, en el que las de forma tabular, tienden a disponerse vertical y paralelas al borde (Fig. 5.33C). Se observa que la parte central se presenta deprimida o abombada respecto a los bordes, según las condiciones climáticas ambientales,



Figura 5.32.- A.- Ladera compuesta de cantil-talud; los derrubios conforman una vertiente de bloques (**43, i**) al pie del eskarpe N del Monte Flora (izda.). El ángulo de la vertiente es de unos 27° suavizándose hacia la base, puesto que corresponde a una vertiente de superficie plana con perfil cóncavo. **B.-** Ladera compuesta de cantil-talud en el contrafuerte N del Monte Flora. El talud de derrubios está formado por un manto prácticamente continuo de cantos y bloques (**43, i**) al que se le superponen pequeños conos individualizados de derrubios (**41, l**) enfatizados por la nieve; dichas acumulaciones en forma de cono, son depositadas a la salida de los corredores de avalancha (**40**) superiores.

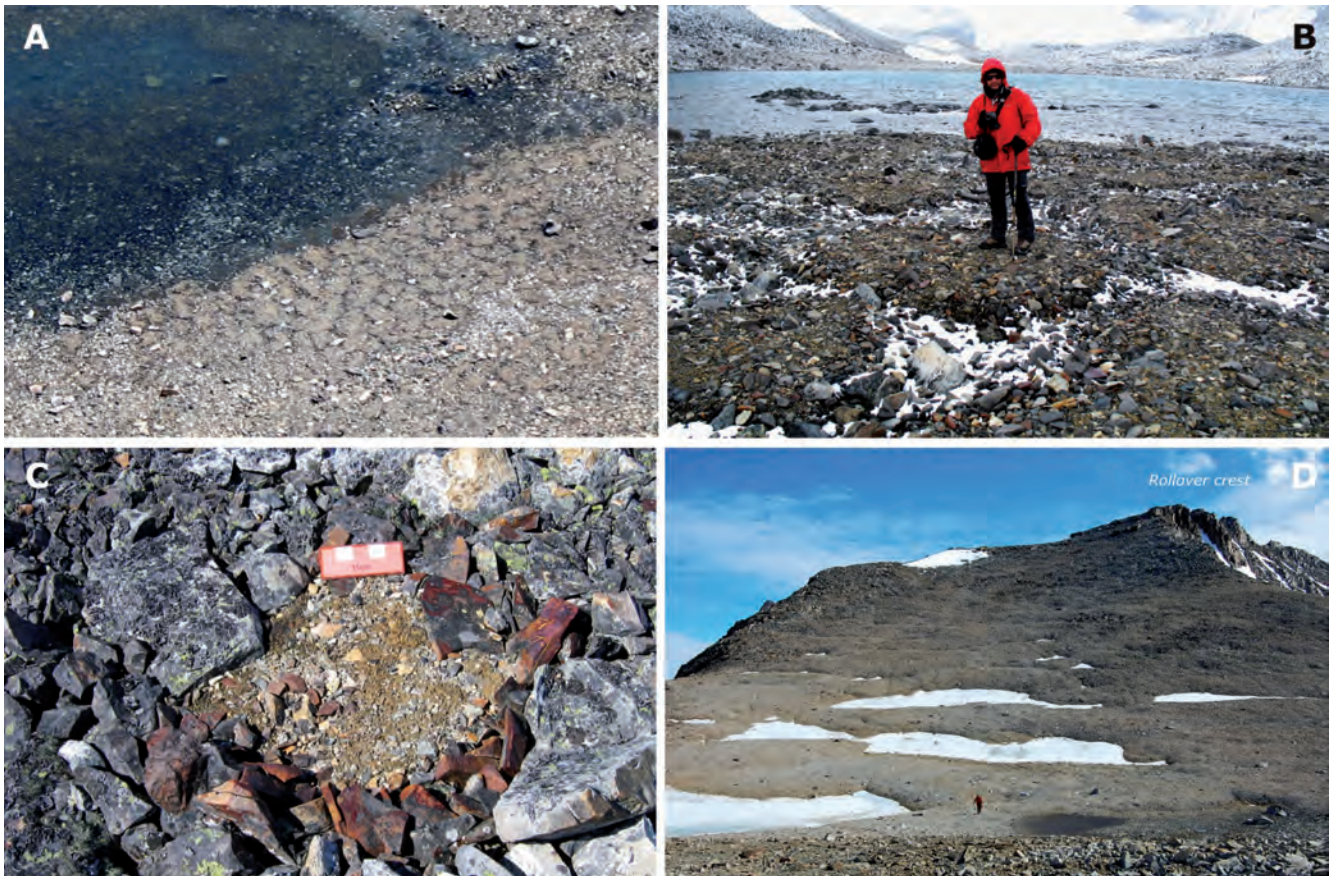


Figura 5.33.- A.- Vista desde la cumbre del Monte Flora de suelos estructurados, círculos de piedras (46). Los círculos de escala métrica están bien desarrollados sobre el *till* con mayor contenido en finos (31, d), depositado en el fondo del valle Cinco Lagunas. B.- Suelos estructurados, círculos de piedras (46) de la imagen A, junto al borde de la segunda laguna. La imagen tomada (02/05) tras una sucesión de días con temperaturas negativas, muestra la capa activa del permafrost congelada por lo que el núcleo de los respectivos *círculos de piedras* aparece hinchado con respecto a los bordes deprimidos en los que se acumulan los cantos de mayor tamaño. C.- Círculo de piedras aislado y de pequeño tamaño, bien seleccionado, con finos en el centro y cantos tabulares volteados (superficie oxidada y sin líquenes) y con tendencia a la verticalización en la periferia. A estas pequeñas formas aisladas clasificadas por crioturbaación, levantamiento y desplazamiento diferenciales, también se les denomina *enterramientos* o *mudboils*. La imagen está tomada en una pequeña depresión, rellena de *till*, sobre la cima rocosa de las colinas Scar. D.- Panorámica de la amplia ladera cubierta de detritos formando un talud de derrubios (45, j) al final de la cresta oriental (*Rollover*) del Monte Flora. Se trata de una ladera con una buena insolación (orientada al E-NE) que favorece los procesos de reptación originados por geliflujión, desarrollándose una sucesión escalonada de bancos o lóbulos alargados y perpendiculares a la máxima pendiente. El geólogo junto a la pequeña laguna, sirve de escala.

de tal modo que tras varios días nublados, de nieve y con frío intenso, la capa activa del permafrost se congela y se produce un ligero hinchamiento por lo que la forma es abombada (Fig. 5.33B), mientras que, con buena insolación y temperaturas agradables, el centro queda relativamente deprimido respecto a los bordes "empalizados" de cantos. El origen de los círculos se debe al levantamiento diferencial y desplazamiento de masas por helada asociadas a células de convección. Este proceso repetitivo de levantamiento por helada (*upfreezing*) y de ordenación del material más grueso (*sorting*), es el que acaba originando todo este conjunto de círculos de piedras clasificados (Selby, 1985).

Los círculos aislados suelen ser de menor tamaño 0,5-1 m y normalmente están pobremente clasificados, se les denominan *mudboils* por el aspecto superficial que presentan, en los que el material fino, limo-arcilloso, aparece en el centro (hinchamiento) y hay desplazamientos diferenciales de los clastos mayores por presión criostática pero sin llegar a seleccionarlos totalmente. Se han observado, entre otros lugares, en pequeñas depresiones (*plucking*) o surcos rellenos de *till* sobre el sustrato rocoso de las colinas Scar (Fig. 5.33C).

La amplia ladera recta y de pendiente uniforme en que se abre la cresta oriental (*Rollover*) del Monte Flora, aparece cubierta

de detritos. En la parte superior de dicha ladera se aprecian grandes círculos (≥ 2 m de diámetro) ligeramente asimétricos y poco seleccionados con el borde exterior escalonado pendiente abajo y delimitado por bloques más grandes (*debris-islands*, Selby, 1985). Más abajo los movimientos diferenciales de dichos depósitos en su desplazamiento lento ladera abajo (reptación), debidos al *creep* de helada y la geliflujión, han modelado la misma en una sucesión escalonada de lóbulos o bancos de geliflujión (45, j) con forma "aterrazada" característica y alargados según la perpendicular a la pendiente. Dichos lóbulos se hacen muy patentes cuando la ventisca acumula la nieve a lo largo de los frentes más abruptos de los lóbulos y los diferentes desniveles de los abanalamientos en la ladera son fácilmente identificables (Fig. 5.33D).

En algunos cordones morrénicos se han observado pequeñas coladas de barro, flujos de material fino (*debris-flow*). El material poroso e incoherente de las morrenas filtra el agua de deshielo, que satura el mollisol fluyendo hacia el exterior, formando microcoladas de barro.

En la ladera septentrional con fuerte pendiente de la cresta morrénica lateral (34, g) del glaciar Flora (Fig. 5.29A), se ha identificado y cartografiado un deslizamiento de los propios depósitos,

cantos y bloques del *till*. Se trata un movimiento rotacional simple de tipo *debris slump*, puesto que se supone que el depósito de bloques sueltos del *till*, ha debido de sufrir con el movimiento cierta deformación interna entre los clastos que lo conforman. Se observa la cicatriz de cabecera cóncava y el cuerpo de material deslizado (47) bastante bien definido (Fig. 5.29B).

Se entiende por ablación a todo el conjunto de procesos por los que se pierde parte de la masa de un glaciar. El más importante de todos ellos es la fusión del hielo, que está condicionada a su vez por la temperatura del aire, la radiación solar, la precipitación en forma de lluvia, la cantidad de detritos sobre el hielo etc. (Fig. 5.34A y B). En el caso de las lenguas de hielo flotante o que acaban en el borde del mar, además de la fusión, se produce una importante pérdida por caídas (*calving*), debidas a desprendimientos y desplomes de grandes bloques de hielo. A partir de los frentes acantilados que presentan dichos glaciares (Fig. 5.20A), los fragmentos mayores quedan flotando en el agua, originando los llamados témpanos de hielo o *icebergs*.

Las aguas resultantes de la ablación o fusión del hielo, forman parte del propio sistema glaciar. El deshielo se incrementa desde la denominada línea de equilibrio hacia las partes más distales donde el balance de masa es negativo y la fusión máxima. La escorrentía puede ser superficial o interna, siendo en este caso más importante la primera. La concentración de las aguas de fusión da lugar a la formación de pequeños canales o *chorrillos* supraglaciares (50). Estos presentan un trazado bastante recto con anchuras que no suele superar el metro, orillas escarpadas y profundidades variables, desde pocos centímetros hasta cerca del metro (Fig. 5.34C). Ocasionalmente, sus aguas pueden perderse en grietas, no habiéndose observado la presencia de los típicos pozos-sumidero cilíndricos (*moulins*). En los glaciares Pirámide y Buenos Aires, la descarga de estos *chorrillos* varía enormemente y son siempre de régimen estacional y esporádico, coincidiendo con períodos de fuertes lluvias o ablación superficial glaciar y nival por alta temperatura e insolación. Así pues, se pueden considerar casi exclusivamente como una escorrentía diurna.

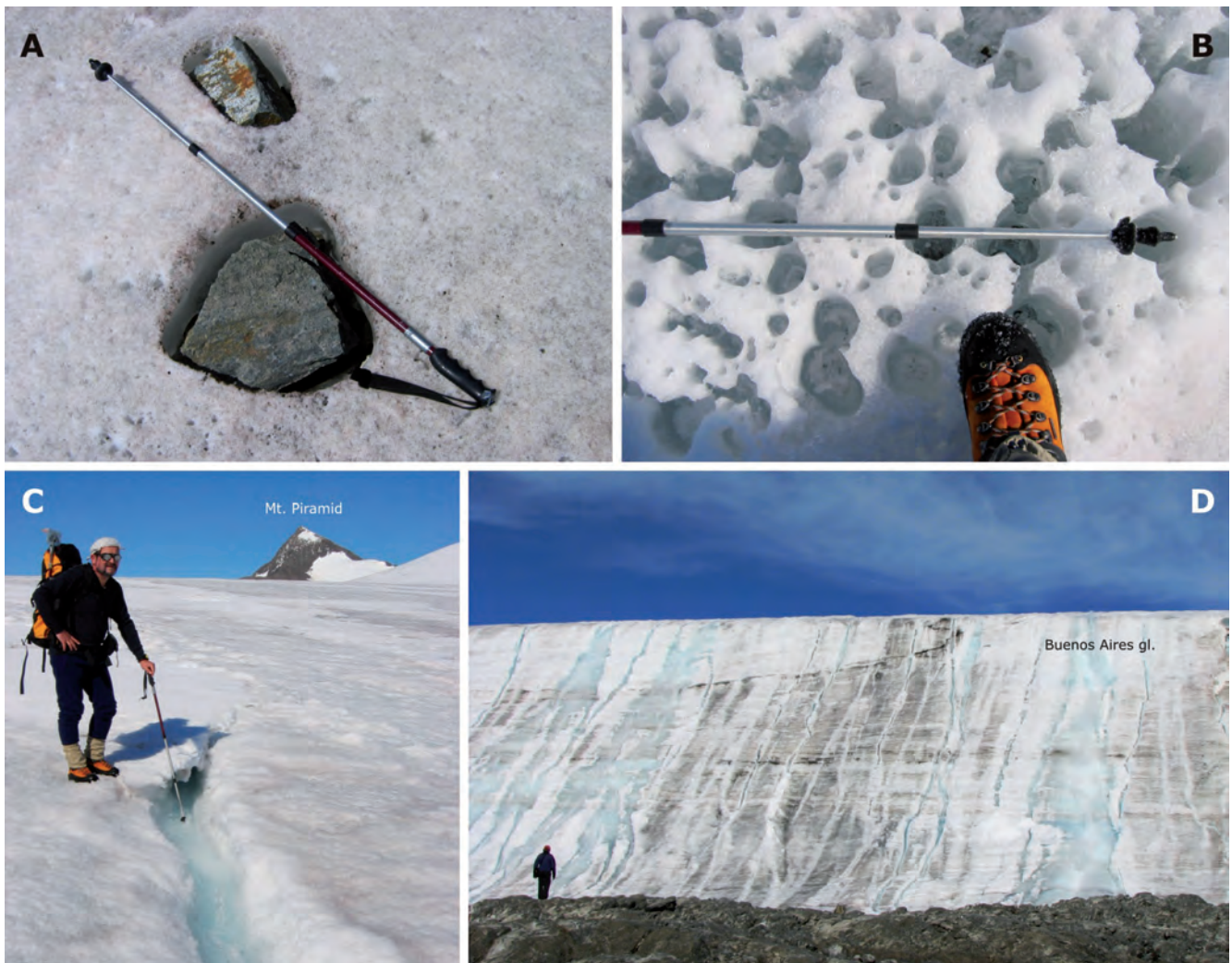


Figura 5.34.- **A.-** Bloques aislados de *till* supraglaciar hundidos por la fusión del hielo bajo ellos por calentamiento, debido a la mayor capacidad de absorción de la radiación solar de las rocas (oscuras) frente al hielo circundante. Longitud del bastón 1,20 m. **B.-** Superficie del glaciar Buenos Aires “perforada” de pequeños agujeros cilíndricos, originados al fundir el hielo alrededor de pequeños fragmentos rocosos oscuros y con mayor capacidad de absorción de la radiación solar. Estas perforaciones le dan un aspecto de lapiaz oqueroso (*hohlkarren*) al hielo, recibiendo estas morfologías el nombre de *crioconitas*. **C.-** Pequeño *chorrillo* supraglaciar (50) (*bèdiere*) encajado en el hielo del glaciar Pirámide. Estas corrientes son alimentadas, tanto por la fusión del manto nival, como por la del propio hielo en días de fuerte insolación y temperaturas ambiente positivas. Al fondo, el pico Pirámide. **D.-** Sucesión de *rills* y pequeñas cascadas (51) en el escarpe de unos 10-15 m de hielo, en el borde de ablación NE del glaciar Buenos Aires. Corresponden a numerosos *chorrillos* supraglaciares (50) cuyas aguas van confluyendo sucesivamente dando lugar a un curso mayor denominado arroyo Trinidad, que finalmente desemboca en la caleta Cabaña.

Las cascadas son formas puntuales que se han señalado en aquellos puntos del perfil longitudinal de la escorrentía supraglaciaria ocasional en los que el agua se precipita subverticalmente, a partir de un cambio brusco en la pendiente del glaciar, cerca del borde de ablación. Así aparecen señaladas algunas cascadas (51) en relación con los *chorrillos* supraglaciarios (50). Estas cascadas aparecen agrupadas en la zona de borde más escarpada del glaciar Buenos Aires, al NE del "Montón de Escombros" (Fig. 5.34D), donde se produce un cambio brusco de pendiente (38) en la superficie en forma de domo convexo de la zona más distal del glaciar.

5.3.5. Permafrost y colapsos termokársticos

Cuando un permafrost rico en hielo se descongela, la reducción del volumen total y la subsidencia o el colapso del terreno situado por encima de la zona descongelada, pueden producir una serie de hundimientos locales o subsidencias diferenciales que pueden dar lugar a un relieve muy irregular, a veces, de aspecto caótico (Fig. 5.37C). La correlación entre fusión de hielo-colapsos y los procesos disolución-colapso que tienen lugar sobre rocas solubles y conocidos como "karst" junto con la concurrencia de algunas formas y relieves parecidos, ha generalizado el uso de los términos *criokarst* y *glaciokarst* si se producen directamente sobre el hielo o, de *termokarst* y *termoerosión*, si tienen lugar en el permafrost o en sedimentos ricos en hielo enterrado, como morrenas o depósitos aluviales con *icings* igualmente cubiertos, en escarpes de márgenes fluviales.

En el entorno de bahía Esperanza, estos procesos sólo son activos durante el corto periodo estival, cuando se alcanzan temperaturas positivas y tiene lugar la diferenciación de la capa activa superior en el permafrost, lo que hace posible la presencia de escorrentía superficial. Los procesos de esta naturaleza causados por la fusión del hielo son debidos, en la mayoría de los casos, a un aumento relativo de la temperatura y del espesor del descongelamiento estacional, circulación de agua superficial (supra-permafrost) o/y alteraciones (generalmente antrópicas) del terreno (Ermolin y Silva, 2007).

Son reseñables los fenómenos termokársticos en algunas de las morrenas por fusión del hielo inactivo interno, particularmente las situadas sobre la plataforma superior, y que corresponden a la fusión y retroceso del glaciar Flora, originando cicatrices y ondulaciones con pequeñas colinas y depresiones (morrenas *hummocky*).

Algunas de estas pequeñas depresiones de bordes escarpados pueden acumular aguas de fusión o de precipitación como el denominado lago Chico y la laguna Esmeralda. También se han observado en la morrena lateral y en los arcos morrénicos del glaciar Kenney (32, e), donde hay pequeñas hoyas de colapso que contienen agua en su interior (laguna Jacuzzi, Fig. 5.28A). En otros casos, como en el "Montón de Escombros", en el arco morrénico terminal del glaciar Pirámide (Fig. 5.35A) o en la morrena lateral izquierda (32, g) del Depot, el hielo glaciar ya inactivo y cubierto por detritos, funde y colapsa los mismos, aflorando en los escarpes el hielo (15) subyacente.

No obstante, uno de los fenómenos termokársticos más espectaculares y con un impacto ambiental importante, tuvo lugar durante el verano austral 2004-2005. Dicho proceso ha seguido actuando, habiéndose incluso agravado por diferentes actuaciones y movimientos de tierra llevadas a cabo sobre los depósitos morrénicos, con el fin de reforzar el dique de contención de la laguna

Boeckella, y de los que se ha tenido constancia, al menos, durante el verano austral 2007-2008. A finales de diciembre del 2004, la coincidencia de varios días con temperaturas anormalmente elevadas (se alcanzaron puntualmente los +15°C) junto con precipitación líquida, desencadenaron una elevada escorrentía superficial proglaciaria que provocó un rápido ascenso del nivel de la laguna y el consiguiente desbordamiento de las canaletas de aluminio colocadas para un desagüe normal sobre el dique de cierre y contención de la laguna Boeckella. Con el desbordamiento de las canaletas de desagüe, la propia escorrentía superficial acabó por erosionar el dique, colapsándolo por su extremo suroeste, al igual que el depósito de *till* de dicho margen. Se inició así un rápido vaciado de la laguna, profundizando y erosionándose parte del dique, en dicha zona, hasta alcanzar el nivel del *talweg* del arroyo Prasiola, inmediatamente aguas abajo de dicho dique (Fig. 5.35B).

Esta nueva cota, inferior a la del nivel del agua embalsada (con el dique) de la laguna, provocó una bajada del nivel en las aguas de la misma de unos 2 m, con la consiguiente reducción tanto en volumen como en extensión de la misma, y la aparición de playas e islotes en las orillas e interior de la misma (Fig. 5.35C).

Dicho dique, que inicialmente correspondía a una morrena lateral localizada en la cabecera de su efluente natural (arroyo Prasiola), al utilizarse como reservorio de agua para la Base Esperanza, fue retocado y recrecido en altura, habiendo culminado las intervenciones sobre este dique mediante la construcción (2001) de un pequeño muro de hormigón de refuerzo para evitar filtraciones, junto con la acertada instalación de una serie de termosifones de convección líquida (termopilas), con el fin de mantener el permafrost en su estado original, es decir congelado, para tratar de evitar la gelifluxión y el desmoronamiento del depósito (Ermolin, 2003, 2009).

Una decena de metros aguas abajo del dique de represamiento, este flujo originó toda una serie de colapsos por termoerosión tanto en el *till* sobre el que se encauza y que conforman los márgenes del arroyo de descarga, como sobre los propios aluviones del arroyo Prasiola (49, n). Este proceso tuvo especial desarrollo en la margen cóncava, a pesar de que una parte de la escorrentía superficial se perdía al infiltrarse en determinados puntos a modo de sumideros o embudos entre los aluviones del propio lecho aluvial (Fig. 5.36A), e incluso a través de pequeñas cavidades subverticales visibles en el propio permafrost (Nozal *et al.*, 2006, 2007) (Fig. 5.37A).

En el mayor de los escarpes de colapso, donde se apreciaba claramente la capa activa y el permafrost congelado, se podía observar, además, la presencia de una cavidad importante de unos 2-3 m por debajo del techo del permafrost. Esta observación era indicativa de que la fusión del mismo, no tuvo lugar inmediatamente por debajo de la capa activa (habitual), sino unos metros por debajo del techo del mismo, es decir, dentro del permafrost (Fig. 5.36B).

Todos estos indicios indicaban la existencia de una circulación subterránea de las aguas a través de conductos y cavidades intrapermafrost y, por tanto, de la más que probable existencia de un *talik* bajo el curso de cabecera del arroyo y de los márgenes adyacentes. Esta súbita avenida originada por el desbordamiento de los aliviaderos y el colapso del propio dique, dio lugar a un pico de caudal máximo en la escorrentía superficial, con una importante capacidad de movilización de sedimentos y su acumulación como *fan delta* en su desembocadura, sobre la plataforma mareal de la caleta Águila (Fig. 5.41B).

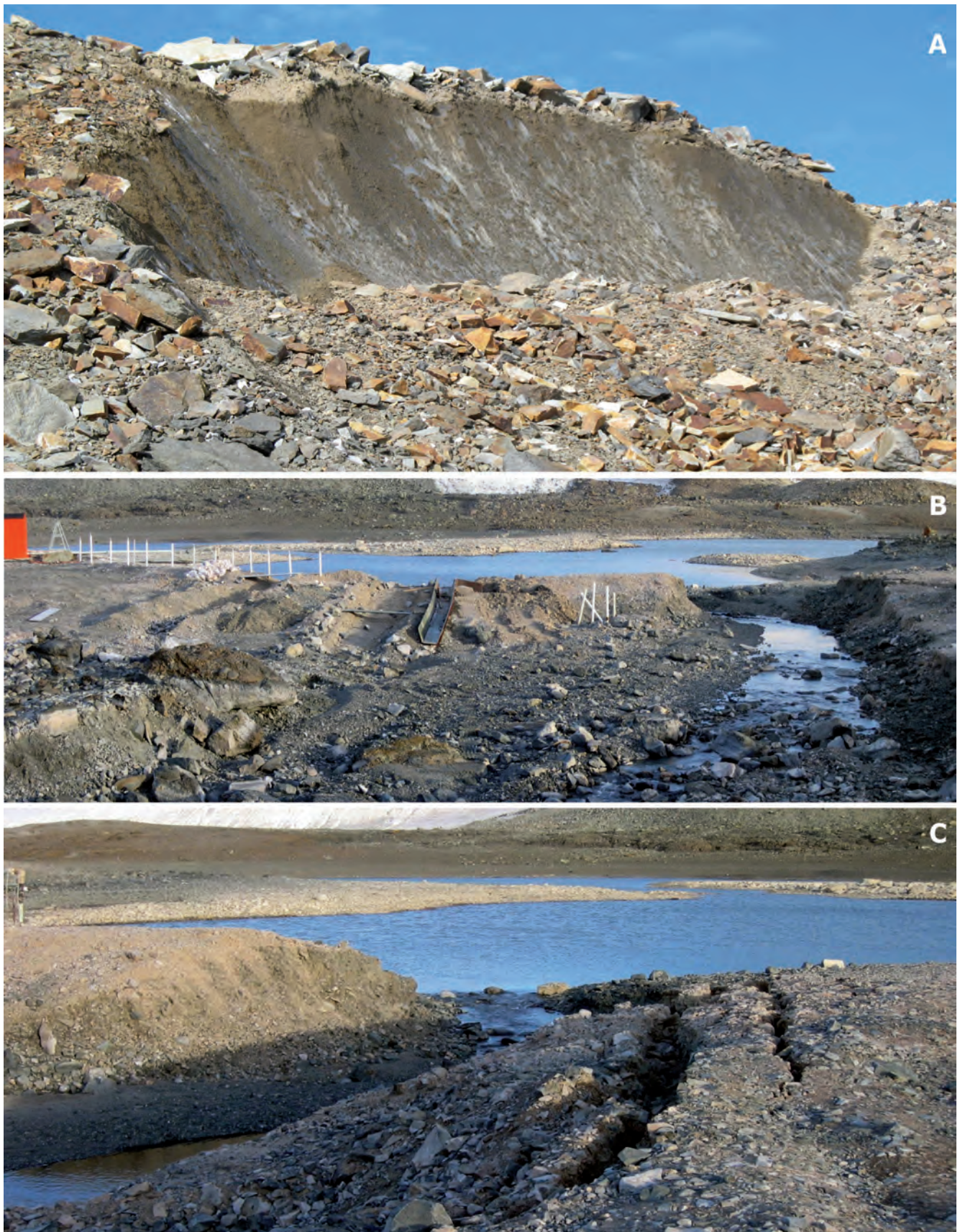


Figura 5.35.- A.- Escarpe de colapso afectando al depósito de *till* (superficial) correspondiente al arco morrénico frontal (32, g) del glaciar Pirámide. En dicho escarpe (2 m de altura), se puede apreciar el hielo glaciar (15) enterrado. **B.-** Rotura del extremo SO del dique y vaciado parcial de la laguna Boeckella a cota del *talweg* del arroyo Prasiola. En el centro sobre el dique, se aprecia una de las canaletas de aluminio para el desagüe, ahora inservible y, a la derecha, algunas de las "termopilas" removidas y agrupadas y también ineficaces en su cometido. (foto, 13/01/2005). **C.-** Grietas abiertas (48) y depósito de *till* colapsado (49, n), junto al dique de cierre de la laguna también colapsado y erosionándose por el desagüe de la misma (izda.), con la correspondiente bajada del nivel de las aguas y la aparición de playas e islotes (de color claro) en las orillas e interior de la misma. (foto, 19/02/2005).

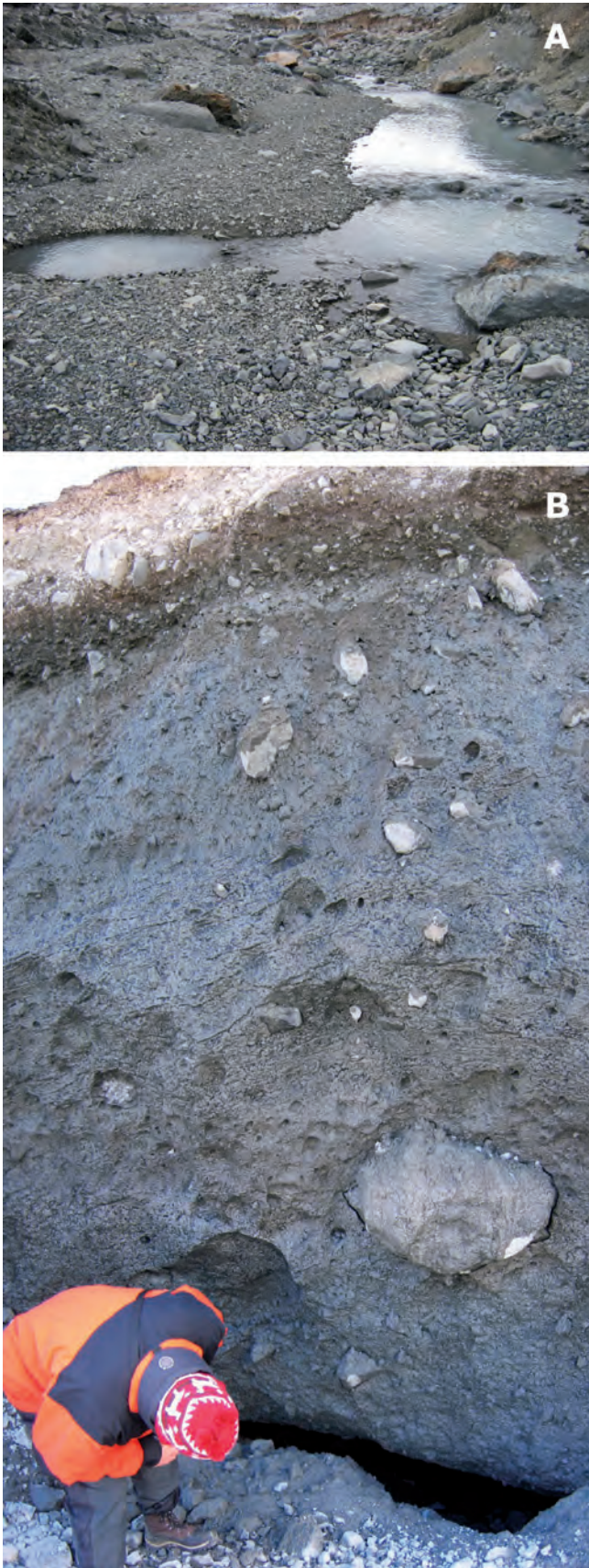


Figura 5.36.- A.- Pérdida de la escorrentía superficial en pequeñas depresiones, por infiltración localizada entre los aluviones del cauce (13, a) del arroyo Prasiola, aguas abajo del dique de cierre de la laguna (foto, 13/01/05). B.- Cavidad subhorizontal originada en la parte inferior del permafrost sobre el *till* de la morrena lateral (32, e) y del propio sustrato rocoso congelado, en el mayor de los escarpes termokásticos verticales (ver Fig. 5.30A) (48). Foto, 13/01/05.

El resultado combinado de la actuación de estos procesos, temperaturas altas, circulación de agua superficial, fusión de permafrost, flujo subterráneo y colapsos, desencadenó la rápida desestabilización de todo ese margen y del propio lecho del arroyo. Esta combinación produjo un conjunto de fenómenos gravitacionales que se inician con la apertura de todo un sistema de grietas, ligeramente arqueadas en superficie y que delimitaban largos bloques del terreno (Fig. 5.35C). El aspecto, tanto de los bloques, de las grietas y de las cicatrices o escarpes (48), recuerdan a los de un deslizamiento rotacional (*debris slide*) múltiple. Sin embargo, los bloques evolucionan mediante desplomes con vuelco hacia el *talweg* (*debris collapse+topple*), por colapso de los espacios subterráneos creados por la fusión de parte del permafrost subyacente (Fig. 5.37B).

La inestabilidad de la morrena progresó rápidamente hacia el OSO y aguas abajo, dando lugar a un relieve topográficamente deprimido y de aspecto caótico con pequeños montículos y depresiones en forma de embudo, colapsos a modo de dolinas por descongelamiento de parte del permafrost, originando una superficie irregular y caótica (49, n), similar al de las morrenas de desintegración (*hummock ablation moraine*) (Fig. 5.37C).

El estudio geocriológico y los sondeos geoelectrónicos realizados en esta zona por Ermolin y Silva (2007), sirvieron para interpretar y caracterizar espesores, resistividades y profundidades de las diferentes capas del terreno identificadas en los depósitos morrénicos. Partiendo de todos estos datos y mediante un cálculo matemático, estimaron el potencial de colapso del permafrost y su susceptibilidad a la fusión consecuente a su variabilidad litológica y contenido en hielo, concluyendo que el valor de asentamiento (subsistencia) por deshielo del permafrost, podría llegar a alcanzar los 8 m (Fig. 5.38).

En enero del 2008, cuando se volvió a trabajar en la zona, el dique ya había sido reconstruido nuevamente en el sector occidental, por donde se había roto. Sin embargo, las grietas y los colapsos próximos habían seguido progresando hacia el SO, alejándose aún más del primitivo cauce y afectando ya a la pingüinera de Adelia, asentada sobre la cresta de la morrena (Fig. 5.40). Igualmente, la soliflucción y pequeños colapsos seguían produciéndose en el *till* adyacente al extremo SO de dique por donde, con el aumento estival de las temperaturas empezó nuevamente a desmoronarse por la existencia de filtraciones y escorrentía subterránea procedente de la laguna, con la consiguiente bajada de su nivel (Fig. 5.39B y C).

Simultáneamente, en la parte inferior del escarpe de la margen izquierda del arroyo y unos 10 m aguas abajo del dique, se podían apreciar dos surgencias de agua subterránea, laterales a la escorrentía superficial "natural" del propio arroyo (Fig. 5.39A). A finales de ese mes, tras los consiguientes movimientos de tierra con maquinaria, a base de socavar la capa activa de la morrena próxima, se reconstruyó nuevamente el dique, cesando prácticamente la escorrentía superficial, pero no la del aporte subterráneo, donde, además, se pudo verificar la existencia del propio sustrato rocoso en la base del escarpe.

Se llegó a la conclusión de que dicho sustrato rocoso congelado, areniscas y lutitas laminadas (unidad 2) de la Fm Hope Bay, se comportaba como nivel prácticamente impermeable para la circulación de las aguas subterráneas. Se dedujo también que el contacto intrapermafrost entre dicho sustrato rocoso y el depósito heterométrico del *till* suprayacente igualmente congelado, se comportaba como una discontinuidad litológica lo suficientemente

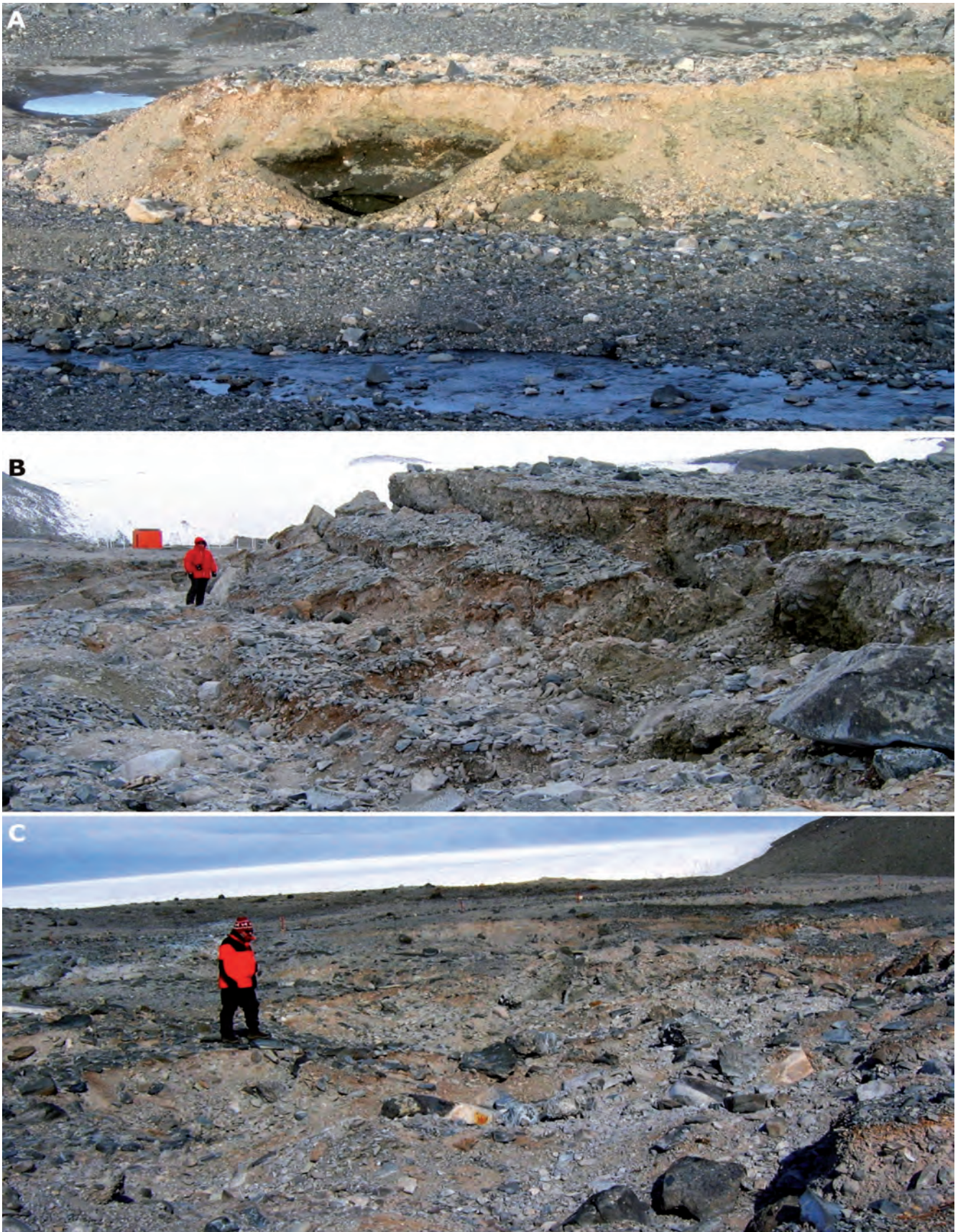


Figura 5.37. A.- Sobre el escarpe de un pequeño cerro circular aislado y preservado dentro del cauce del arroyo Prasiola (13, a), se aprecia una cavidad en forma de embudo vertical a modo de pequeña dolina de colapso, desarrollada sobre el permafrost (parte inferior) de color gris oscuro. Por encima se desarrolla la capa activa de tono más claro, con colores verde y ocre (foto, 19/02/05). B.- Cicatrices, escarpes (48) y bloques progresivamente hundidos, rotados y finalmente colapsados (hacia la izda.), hasta perder totalmente su coherencia (49, n). Estos procesos tienen lugar sobre los depósitos de *till* de la morrena lateral (32, e) perpendicular al arroyo Prasiola, aguas abajo de la laguna Boeckella, cuya caseta de bombeo, (izda.) se aprecia al otro lado del arroyo (foto, 13/01/05). C.- Aspecto, en la margen izquierda del arroyo Prasiola, de la superficie irregular del depósito de *till* y del aluvial, una vez que éste ha colapsado totalmente (49, n) (foto, 13/01/05).

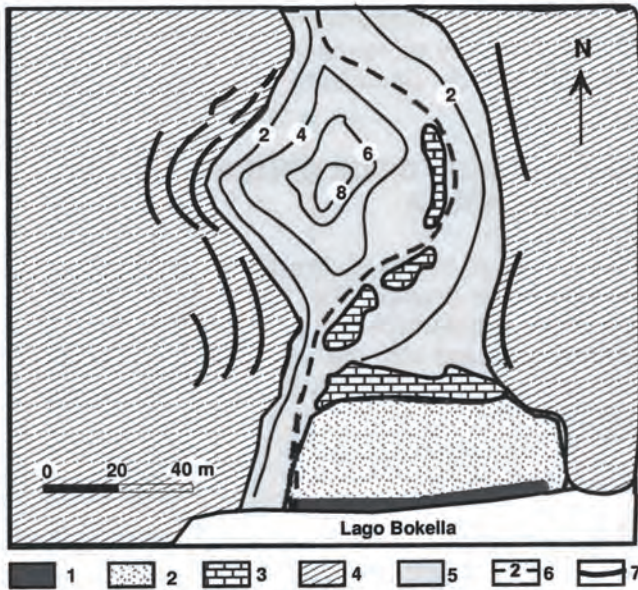


Fig. 1. Desarrollo del termokarst cerca del lago Boeckella durante años 2001-2006. 1 - Dique artificial; 2 - Áridos; 3 - Bed Rock; 4 - Permafrost rico en hielo; 5 - Depresión del termokarst; 6 - Área de asentamiento de los suelos; 7 - Fisuras por termokarstía en superficie.

Figura 5.38.- Curvas de estimación, de hasta 8 m, del valor calculado de asentamiento por deshielo de permafrost cerca del lago Boeckella. Figura tomada de Ermolin y Silva (2007).

importante, como para haber favorecido la circulación del flujo subterráneo a favor de ella, con la subsecuente termoerosión y colapso del material congelado situado por encima de este contacto geológico.

Los movimientos de tierras efectuados sobre la morrena para reconstruir y elevar el dique, no hacen sino agravar y acelerar los procesos de fusión y colapso de la parte del permafrost que afecta a dichos depósitos, puesto que al quitar con la maquinaria el material suelto correspondiente a la capa activa estacional del depósito de *till*, tiene lugar la descongelación superficial del permafrost recientemente expuesto y la formación de una nueva capa activa, rebajándose no sólo la cota del terreno, sino además profundizándose una parte del perfil que antes se mantenía congelada y estable.

Después de todas estas intervenciones ya no se pudo conseguir recuperar el nivel inicial de las aguas de la laguna, ni incluso evitar su paulatino descenso, y ya en la imagen satelital del 2012, se aprecia dramáticamente su reducción de volumen hasta quedar su extremo oriental convertido en una pequeña laguna circular, totalmente aislada del resto por el islote central. Por todo ello, se procedió a prescindir de esta laguna como reservorio de agua dulce para la base, pasándose a utilizar la laguna "Boeckella superior", situada más al sur y emplazada por detrás del arco morrénico frontal y el propio borde de ablación del glaciar Pirámide.

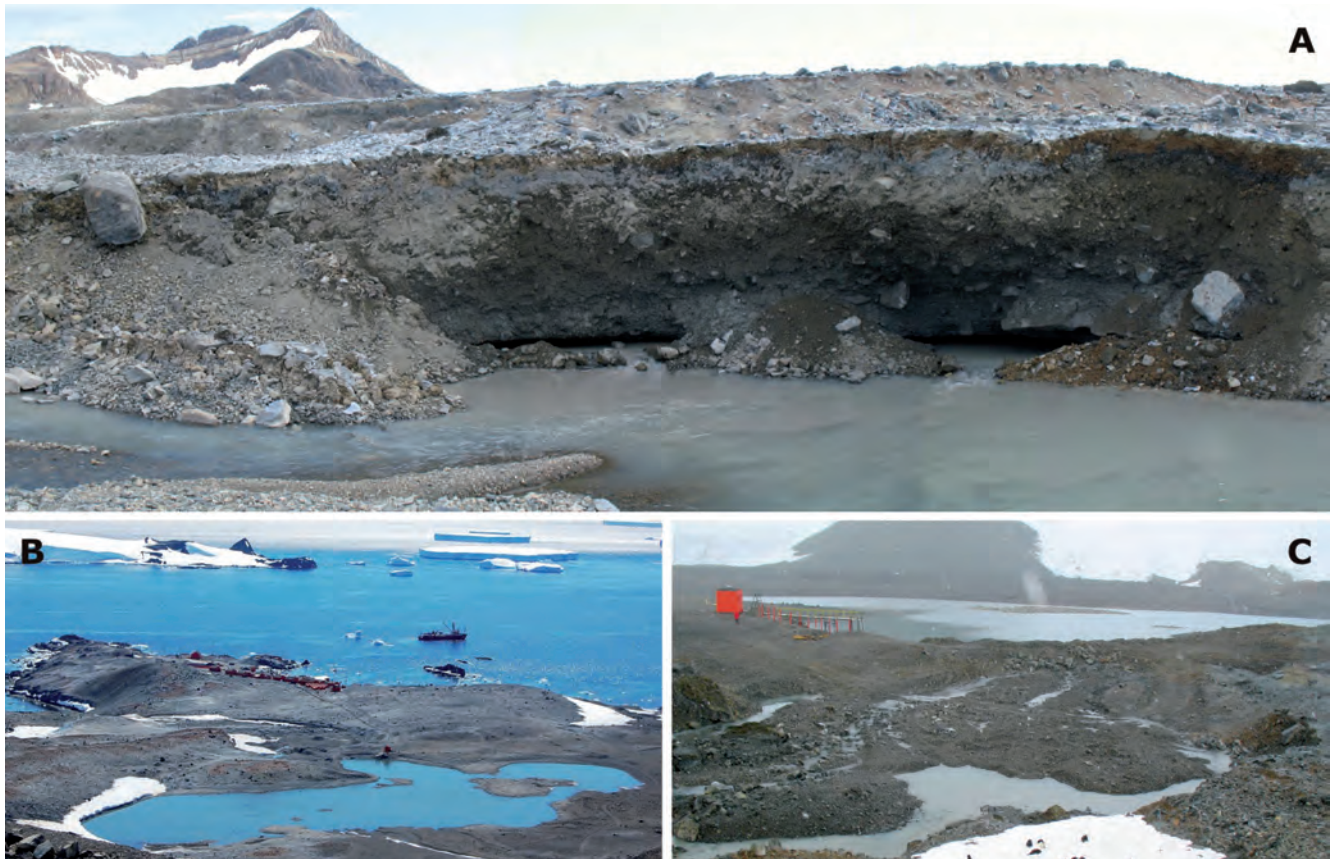


Figura 5.39.- A.- Cavidades intrapermafrost con dos surgencias de agua subterránea efluentes a la escorrentía superficial del arroyo Prasiola, unos 10 m aguas abajo del dique. El escarpe (48) sobre el depósito de *till* de la morrena (32, e), corresponde a un bloque ya colapsado (obsérvese el escarpe posterior respecto a la superficie original), tiene unos 2,70 m de altura, correspondiendo los 1,80 m desde la superficie, a la capa activa, y los 0,9 m inferiores al permafrost, con las cavidades y surgencias en la parte más baja visible. Inmediatamente por debajo de éstas, cuando descendió el caudal superficial, se pudo verificar la presencia del sustrato rocoso (foto, 30/01/08). B.- Imagen de la laguna Boeckella en la que se aprecia la aparición de playas periféricas (color más claro) e islotes en su interior, debido a un nivel de sus aguas muy bajo, similar al alcanzado tras la primera rotura del dique en enero del 2005 (foto, 19/01/08). C.- Filtraciones de agua tanto a través del propio material del dique reconstruido, como por el aporte subterráneo mediante surgencias de agua en la base del escarpe (48) del recodo, a la derecha de la imagen (ver Fig. 5.39A). El nivel de la laguna no se logra recuperar totalmente, tal como indica la presencia del islote central (foto, 4/02/08).



Figura 5.40.- La progresión de los procesos de termoerosión y colapso (48) hacia el SO (izda.), desde al arroyo Prasiola (a la dcha.), ya habían afectado la pingüinera de Adelia asentada sobre la cresta de la morrena lateral (32, e) (foto, 4/02/08).

5.3.6. Formas litorales

El medio litoral se define como aquella zona de interacción mutua entre ambientes acuáticos (marinos) y terrestres en la que se incluirían playas, acantilados, dunas, estuarios o marismas. Los medios litorales se ven afectados por multitud de fenómenos, tanto marinos como continentales, algunos muy intensos pero poco frecuentes, como fuertes temporales, huracanes, tsunamis, etc., pero los agentes más importantes a corto y medio plazo son el oleaje y las mareas, junto con las corrientes asociadas a ambas. A largo plazo el proceso que suele controlar la evolución de la línea de costa es la variación altitudinal del nivel medio marino, ligada a oscilaciones glacioeustáticas o a la tectónica.

En los ambientes antárticos, al permanecer el mar congelado (banquisa) durante gran parte del año, la acción del oleaje queda limitada a los meses de verano, cuando las aguas quedan libres de hielo. No así las mareas que funcionan diariamente, aunque limitadas por el propio espesor de la banquisa y el rango mareal, originando un cierto "efecto apisonadora" o de compactación en los sedimentos sobre los que llega a apoyarse cuando baja la marea.

Desde un punto de vista morfogenético y según las clasificaciones propuestas por los diferentes especialistas, la costa de este sector peninsular antártico podría clasificarse como una costa primaria (joven) de erosión glacial inundada, con presencia de fiordos (Shepard, 1976) y, según Kelletat (1995), dentro de las costas de origen exógeno (inducido) no litoral, correspondería a la de costas con lenguas glaciares (*glacial surges*) en recesión.

De una manera práctica y dado el limitado desarrollo del litoral del sector cartografiado, se diferencian fácilmente una costa acantilada sobre hielo glacial y una costa o litoral rocosa bajo o algo escarpado, alternando con tramos acantilados.

En el primer caso, los acantilados sobre hielo (53), corresponden a las zonas de descarga de los glaciares directamente en el mar, y ésta tiene lugar por desprendimientos (*calving*) de *seracs* a favor de las grietas de distensión generadas en el frente de los mismos. Es el caso de los glaciares Depot y Arena, al fondo (Fig. 5.24A) y en el margen NO de bahía Esperanza (Fig. 5.42A) y en el frente del glaciar Buenos Aires, hacia el estrecho Antarctic (Fig. 5.41A).

La costa rocosa corresponde a la zona desprovista de hielo del litoral meridional de la bahía, desde el fondo (Depot), hasta el extremo NO del glaciar Buenos Aires, frente a las rocas Grunden.

Este litoral rocoso meridional es relativamente bajo, con tramos algo escarpados de pequeños cantiles (52) menores de cinco metros (caleta Águila) y otros con playas angostas de cantos y bloques (54) y pequeños fan-deltas (58, p) en las desembocaduras de los arroyos Trinidad y Prasiola. En este sector (Fig. 5.42A), coincide también la presencia de una limitada plataforma rocosa intermareal (57) con pequeños escollos e islotes como las rocas Grunden, punta Foca o el islote o "peñón de la baliza" frente a la base, en caleta Cabaña (Fig. 5.42B).

Las playas de cantos y gravas (54) son acumulaciones situadas en la franja litoral y en cuya dinámica, interviene fundamentalmente el oleaje, razón por la cual son morfologías en continuo reajuste. En este caso, tienen muy poco desarrollo (anchura) superficial y presentan un perfil característico ligeramente escalonado y con decaimiento hacia el mar (Fig. 5.44B). Pueden ser largas y rectas como en la costa Papúa-colinas Scar (Fig. 5.43B) o, formar un conjunto de pequeñas playas en bolsillo (*pockets beaches*), separadas por promontorios rocosos en costas con pequeños entrantes o caletas (Fig. 5.45A). El origen de los materiales es variado, procediendo tanto de la redistribución de material torrencial depositado en sus desembocaduras (58, p), como de la erosión y retroceso de la línea de costa escarpada o acantilada, para dar lugar a la plataforma rocosa (intermareal) de abrasión marina (57).

Las costas acantiladas corresponden a laderas más o menos abruptas y de distintas magnitudes que limitan de forma bastante neta la zona de transición entre la tierra y el mar. Suelen estar atacadas directamente por el oleaje, erosionando (*zapamiento*) su parte inferior y provocando su retroceso. Los perfiles de los acantilados están directamente relacionados con controles litológico-estructurales, aunque sin embargo en éste caso, la forma mayor del litoral meridional más interno de la bahía, corresponde a su morfología primitiva de valle glacial inundado, presentando una larga costa recta acantilada de más de 70 m de desnivel, como corresponde a su morfología tipo *fiordo*. En este caso, en su parte más abierta presenta un pie o playa lineal de cantos depositada sobre una estrecha plataforma rocosa de abrasión ligeramente inclinada hacia el mar (Fig. 5.43B).

En estratos potentes o alternantes de rocas resistentes subhorizontales, el perfil acantilado suele ser bastante vertical o algo escalonado, debido a la erosión diferencial como en el caso de caleta Águila. Sin embargo en el sector de las colinas Scar, la inclinación de las capas a favor de la pendiente, junto con el desarrollo de la estrecha rampa erosiva y el pie de cantos que limitan la erosión marina, sin duda han condicionado que el acantilado vertical inicial se haya degradado por la actuación dominante de los procesos subaéreos. De esta forma, se da un perfil más tendido, típico de las laderas compuestas de cantil-talud, donde la gelifracción y los deslizamientos planares a favor de la estratificación, parecen los procesos dominantes (Fig. 5.43B).

Al fondo de la bahía, el glaciar Depot presenta una lengua de hielo flotante con borde acantilado de unos 25 m, actualmente de trazado cóncavo (Fig. 5.21A), que constatan el importante retroceso por fragmentación (caída de *seracs*) experimentado en el frente de dicho glaciar, con respecto a la forma y dimensiones que presentaba en registros topográficos y fotográficos anteriores, donde se mostraba con mayor avance y trazado pronunciadamente convexo (ver mapa geomorfológico).



Figura 5.41.- A.- Litorales contrastados: En primer plano, borde acantilado en hielo (53) del glaciar Buenos Aires hacia el estrecho Antártico y, a la derecha en primer plano, costa baja rocosa del entorno de la Base Esperanza (caleta Cabaña); detrás el fiordo de bahía Esperanza con el glaciar Depot al fondo. **B.-** Lóbulos deltaicos (58, p) depositados sobre la plataforma mareal rocosa (57) en caleta Águila. La formación de este *fan delta* fue en su mayor parte consecuencia directa del pico de escorrentía y procesos termokársticos asociados que tuvieron lugar en el tramo superior del arroyo Prasiola, por desbordamiento y colapso del dique de cierre de la laguna Boeckella, acaecido en enero del 2005, tras unos días de intensas lluvias y temperaturas anormalmente cálidas (+13°C).

Entre el glaciar Buenos Aires y punta Foca, aparecen dos niveles discontinuos de terrazas marinas, antiguos depósitos de playas levantadas (55, o), emplazados entre los +5 m (Fig. 5.44A) y los +10-15 m (Fig. 5.45B). Son de dimensiones reducidas, en parte recubiertos por depósitos posteriores de *till* o periglaciares y en general, están muy antropizados, pues sobre ellos se asienta gran parte de las instalaciones de la Base Esperanza argentina (Fig. 5.44A) y los restos quemados (1948) de la antigua "Station D" británica (BAS, 2017). Los depósitos (55, o) que constituyen las terrazas marinas están formados por conglomerados poligénicos, con cantos redondeados y matriz arenosa relativamente compacta (Fig. 5.44C), sobre los cuales suele haber depósitos de *till* posteriores. Dichas acumulaciones se apoyan unas veces sobre un substrato duro bien estratificado y arrasado, mientras que en otras, se disponen fosilizando morfologías previas glaciares como rocas aborregadas y estriadas.

En ninguno de los afloramientos y cortes naturales de dichos depósitos de playa marina de cantos y gravas, se han podido reconocer restos de conchas marinas, huesos de pingüino, madera o algas sobre los que pudieran realizarse algún tipo de datación.

Una de las principales causas de las fluctuaciones del nivel del mar es la variación del volumen de agua contenida en los océanos. Los cambios son globales puesto que los océanos están interconectados y se denominan cambios eustáticos. Hay una contribución a estos cambios del nivel del mar relacionada con la cantidad de agua extraída (bajada de nivel) para formar glaciares y casquetes de hielo durante las glaciaciones, o aportada (subida del nivel) al fundir o desintegrarse todo o parte de los mismos durante los interglaciares. A este tipo de variaciones se les denomina glacioeustáticas. Durante el Cuaternario la contribución dominante en los cambios del nivel del mar ha sido el periódico

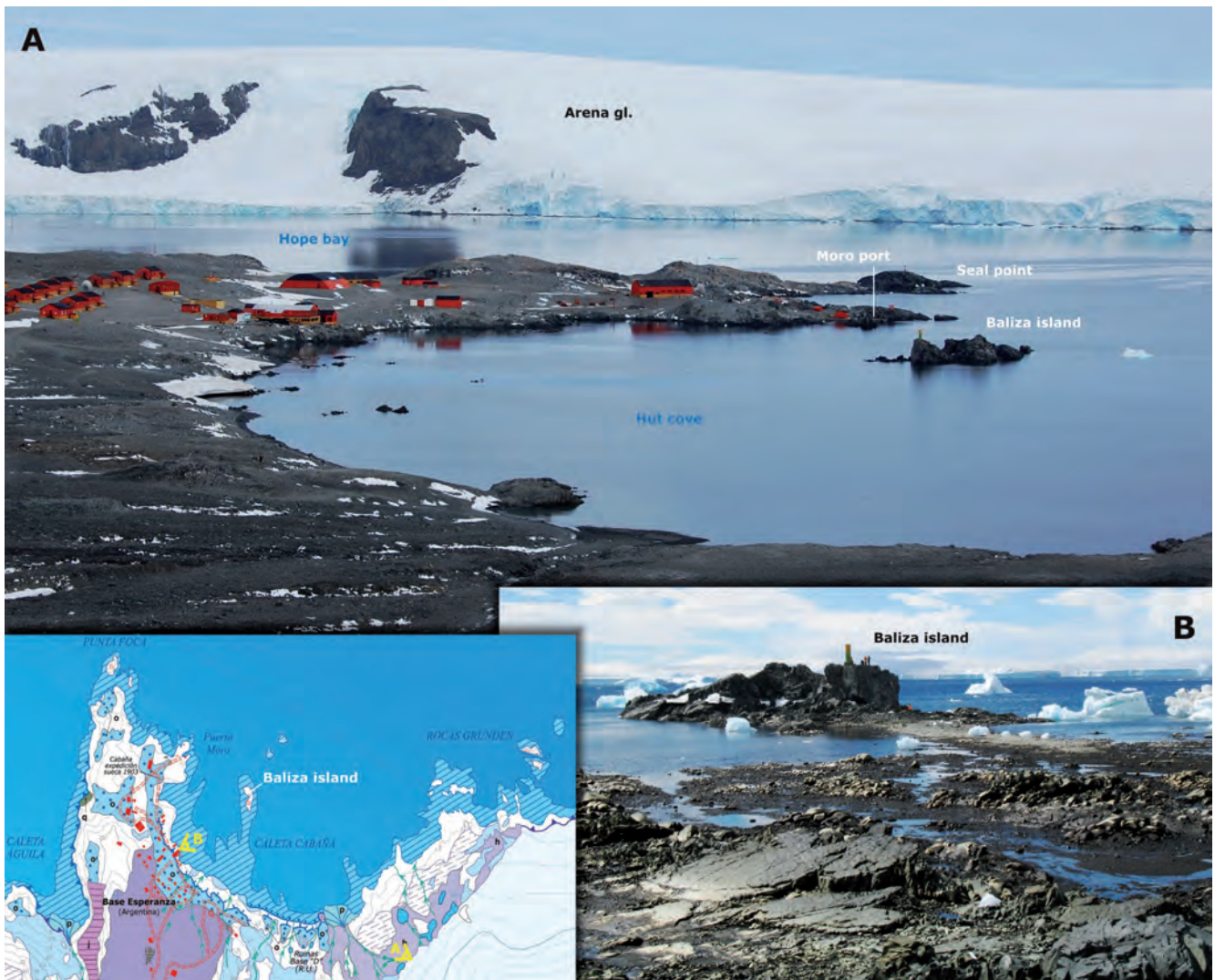


Figura 5.42.- A.- Panorámica hacia el NO (correspondiente al recorte de la cartografía), desde el glaciar Buenos Aires, del litoral rocoso bajo de la caleta Cabaña con marea alta, con el islote del “peñón de la baliza” destacando en el centro y, por detrás de él, los salientes de puerto Moro y punta Foca. Al fondo, la entrada y el litoral septentrional de bahía Esperanza, con los acantilados en hielo (53) y nunataks del glaciar Arena. **B.-** Plataforma rocosa de abrasión marina (57) en caleta Cabaña expuesta en marea baja frente a la Base Esperanza. En primer plano se aprecian los resaltes de capas y planos de estratificación de las areniscas y lutitas laminadas (1) de la Fm Hope Bay. Al fondo, el islote o “peñón de la baliza” al que se puede acceder andando desde la costa sobre una estrecha barra intermareal de gravas (color claro), visible a la derecha de la foto (escala: grupo de personas junto a la baliza).



Figura 5.43.- A.- Litoral occidental acantilado (52) subvertical (5 m) de caleta Águila con una estrecha playa intermareal de gravas, cantos y bloques. En el escarpe se aprecian las resistentes alternancias de areniscas y limolitas (2) poco deformadas (pliegues amplios) de la Fm Hope Bay. **B.-** Playa intermareal actual de gravas, cantos y bloques (54) en el litoral SE de bahía Esperanza, al pie del acantilado de las colinas Scar (3, Fm Hope Bay). La vertiente está conformada mayoritariamente por una ladera compuesta de cantil-talud, éste último corresponde a una delgada acumulación de derrubios (42, j) de la que llegan a sobresalir algunos pequeños asomos rocosos (3).

intercambio de masas entre casquetes de hielo y océanos: las glaciaciones vienen siendo períodos de nivel del mar bajos y los interglaciales, etapas de relativos niveles altos.

En las áreas situadas bajo a los grandes casquetes de hielo y zonas próximas, cuando éste funde, el resultante cambio en el nivel marino varía espacialmente debido a la deformación de la superficie terrestre con el tiempo, dependiendo de la carga de hielo y agua y, en conjunto, debido a los cambios potenciales gravitacionales del sistema tierra-océano-hielo. La combinación de estos efectos deformativos-gravitacionales que influyen en las variaciones del nivel marino regional se les ha denominado como "contribución glacio-hidro-isostática".

El derretimiento de enormes volúmenes de hielo durante el calentamiento climático del Holoceno y la fusión parcial de los casquetes de hielo, aliviaron de un enorme peso a la Antártida, dando lugar a importantes ascensos isostáticos de las regiones costeras

y a la progresiva exposición subaérea de nuevas áreas que antes estaban bajo el nivel del mar (sumergidas).

Las playas marinas ascendidas alrededor de la Antártida reflejan los ascensos isostáticos debidos a las variaciones de volúmenes de hielo mucho mayores que los actuales. La pérdida de hielo después del Último Máximo Glacial (LGM) produjo inicialmente una depresión isostática acompañada por un ascenso eustático del nivel del mar que se reflejó en el límite marino elevado entre 8-30 m alrededor de la Antártida durante el Holoceno temprano (10-9 Ka) y, este nivel alto del mar se correlaciona con la transgresión marina del Pleistoceno tardío-Holoceno, conocida como Flandriense en el Hemisferio Norte. Posteriormente tiene lugar la recuperación isostática de la costa durante el Holoceno medio y tardío, que origina las playas marinas ascendidas respecto al nivel del mar actual, que se alcanzó aproximadamente hacia los 6-5 Ka (del Valle *et al.*, 2007), correspondiendo a una fase de alto nivel del mar (*highstand*).



Figura 5.44. A.- Acumulación superficial de gravas y cantos subredondeados sueltos bastante antropizada que corresponden al depósito (55, o) de la terraza marina de +10-15 m, sobre la que se asientan parte de las instalaciones de la Base Esperanza. B.- En primer plano, playa actual de cantos y gravas sueltas (54) durante la bajamar. En ella se distinguen la rampa de batida de la playa intermareal (tono gris oscuro) y, por encima de ella, en tono más claro (en seco, pingüinos), la playa interna suprameal. Por detrás de ésta se desarrolla la zona supralitoral (*backshore*), representada por afloramientos rocosos y, al fondo, los promontorios de la terraza marina (55, o), antigua playa, actualmente situada a +5 m, formada por un depósito compacto (o) de cantos y gravas redondeadas. En la parte superior del relieve central se aprecian las cruces y los dos pequeños túmulos funerarios erigidos *in memoriam* de "Dick" (Oliver) Burd (meteorólogo) y Michael Green (geólogo), fallecidos en el incendio de la "Station D" británica en 1948. A la izquierda de la foto aparecen los primeros asomos rocosos de la plataforma rocosa de abrasión marina o llanura de mareas (57) de la zona interlitoral (*foreshore*). C.- Detalle del escarpe métrico sobre el depósito compacto, conformado por cantos y gravas subredondeadas con escasa matriz arenosa, correspondiente a la terraza marina (55, o) de +5 m de la foto anterior.



Figura 5.45. A.- Litoral rocoso bajo alternando con pequeñas playas (*pocket beach*), como la del primer plano, de gravas y cantos (54), al NE del arroyo Papúa. Por encima de los afloramientos rocosos se aprecia el rellano correspondiente al nivel marino (55, 0) de +5-10 m. Detrás y al fondo, las laderas correspondientes al escarpe de la superficie de abrasión intermedia (27, 28) situada a unos +45-50 m, y que aparece colonizada por numerosas pingüineras. **B.-** Replano de unos 25 m de anchura recubierto por un depósito de cantos y gravas sub-redondeadas, cerca del arroyo Papúa, e interpretado como un antiguo depósito de playa levantada (55, 0), correspondiente al nivel marino de +5-10 m.

En el sector N de la Península, los depósitos de playas elevadas que postdatan al Último Máximo Glacial (LGM), se ubican en altitudes entre 15-20 m, con el nivel más alto en la isla James Ross, a 30 m, datado en 7,5 Ka (Hjort *et al.*, 1997). Más hacia el sur, el nivel equivalente va ascendiendo progresivamente en cota, de acuerdo con las conclusiones de Anderson *et al.* (2002) de que, durante el LGM (20-18 Ka) los volúmenes de hielo fueron mayores en la parte central y sur de la península, con grosores que debieron superar en más de 500 m al espesor actual. Según dichos autores, al N, se estima que el grosor de hielo varió entre unos 150-400 m mayor al espesor actual (Hjort *et al.*, 1997) y la posición de la línea de tierra sobre la plataforma continental, se situaba unos 200 km hacia el este, siendo la superficie de ésta, modelada por erosión y sedimentación glaciomarina (Evans *et al.*, 2005).

5.3.7. Formas antrópicas

Entrarían dentro de este apartado aquellas formas originadas por las múltiples actividades humanas, en tanto en cuanto su ocupación del territorio e interacción con el relieve.

Todas aquellas edificaciones, caminos, el dique de la laguna Boeckella, etc., aparecen representados en el mapa, pero no como elementos geomorfológicos dentro de la leyenda y la propia simbología, sino en la categoría de "otros símbolos".

Sin embargo, sí se ha considerado conveniente representar dentro de la morfogénesis antrópica y por cuestiones ambientales, el depósito correspondiente al relleno artificial, escombrera (59, q), ubicado junto al litoral entre punta Foca y la caleta Águila. Se trataría de un pequeño relleno antrópico que colmata y nivela una suave hondonada natural que existía dentro del perfil acantilado general en dicho tramo litoral. En superficie, el depósito aparece recubierto o sellado por áridos, pero si no hay pie de hielo, parte del relleno aflora en el propio escarpe litoral, debido a la dinámica litoral erosiva y a la escasa consistencia del relleno.

El depósito correspondería a un "vertedero en relleno" con diferentes materiales y residuos procedentes de la actividad de la base cercana, como son chatarras diversas, materiales de construcción, maderas y vidrios que, en principio y sin llevar a cabo ninguna otra comprobación, habría que considerar como residuos inertes no peligrosos (*non-hazardous inert waste*, MacMillan and Powell, 1999).

5.4. EVOLUCIÓN DE LA DINÁMICA GLACIAR DESDE EL ÚLTIMO MÁXIMO (LGM)

El sistema glacial es sensible a los cambios climáticos y del nivel del mar puesto que, además, muchos de los glaciares descienden hacia la costa y terminan en acantilados de hielo a lo largo de la misma como glaciares de *calving* o de plataforma. Un rápido calentamiento (1,5 °C) en la Península Antártica registrado en los últimos 50 años (Skvarca *et al.*, 1998), ha provocado la ruptura y destrucción de varias de las pequeñas y delgadas plataformas de hielo que bordeaban la Península Antártica, entre ellas, la plataforma Larsen (*Larsen Ice Shelf*) en el NE del Mar de Weddell. Con la desaparición del "efecto retención" que causaban estas barreras en los glaciares que las alimentaban, se ha observado un marcado incremento del flujo de descarga de éstos glaciares en las nuevas bahías recientemente liberadas del hielo de las plataformas, comprometiendo la futura estabilidad del sistema glacial (De Angelis y Skvarca, 2003).

El glaciario del extremo peninsular antártico, en la actualidad se presenta, fundamentalmente, como de tipo casquete o campo de hielo, pero en este caso con importantes desniveles, puesto que la zona estudiada (bahía Esperanza y alrededores) corresponde a un corredor con importante fracturación (Heredia *et al.*, 2004, 2006) con alineaciones de picos y crestas que sirve de articulación entre los actuales domos de Mott Snowfield al NO, en el extremo más septentrional de la Península Antártica y el domo que cubre la pequeña península Tabarin, al sur de bahía Esperanza. Presenta por tanto una fisonomía bastante irregular por la interconexión entre varias cuencas, con collados de difluencia y lenguas de desbordamiento no confinadas o como verdaderos glaciares de valle.

La región cartografiada aparece casi totalmente cubierta por hielo glacial, presentando una altitud media moderada (400 m), del que sobresalen afilados nunataks como el Monte Flora (520 m), el pico Pirámide (565 m), o el compacto Monte Taylor (930 m). No obstante, en la costa meridional de bahía Esperanza aparece una franja libre de hielo que conforma un territorio alomado de unos 12 km² con cotas, en general, inferiores a los 50 m, salvo en las colinas Scar (75-100 m) y en la denominada plataforma superior (100-125 m). El modelado de dicha franja presenta evidencias del retroceso glacial, reconociéndose formas aborregadas, pulimentos y estrías, cubetas de sobreexcavación, etc., además de

aparecer recubierto, más o menos profusamente, por todo un conjunto de depósitos superficiales asociados a la dinámica glaciar (morrenas de diferentes tipos), todos ellos moderadamente afectados por procesos periglaciares superpuestos en una zona de permafrost continuo.

El objetivo de este apartado es describir la evolución dinámica reactiva de la cubierta glaciar basada en los rasgos geomorfológicos representados en el mapa. Para ello, se ha establecido una secuencia cronológica relativa basada en la distribución superficial y el análisis entre los diferentes depósitos y formas cartografiadas. A partir de dicha secuencia, y tomando como anclaje las dataciones absolutas de Zale (1994a, b) y otras referencias de estudios del entorno peninsular, se proponen desde el Último Máximo Glaciar, cinco estadios de retroceso de los glaciares, formación de sucesivas morrenas y otros eventos durante el Holoceno (Fig. 5.46).

5.4.1. Último Máximo Glacial

Durante el **Último Máximo Glacial (LGM)**, acrónimo en inglés) la cubierta de hielo que cubría la Península Antártica engrosó considerablemente, formando un casquete de hielo (*Antarctic Peninsula Ice Sheet*) y se expandió, en este caso hacia el E, sobre la plataforma continental de la Península Antártica (Fig. 5.46.A), que fue modelada por erosión y sedimentación glaciar. El momento y la duración de dicho máximo en esta región resulta pobremente conocido por la ausencia de dataciones de ^{14}C y de cronologías precisas para las posiciones de los márgenes del hielo durante su máxima expansión y su subsecuente deglaciación y retroceso. Gran parte de los investigadores asumen que el último pico de la glaciación coincide con el momento de máximo volumen de hielo y por tanto, coincidente con el momento de los niveles marinos globales más bajos (*lowstands*), durante el estadio isotópico de oxígeno marino (MIS 2), entre 29-14 Ka (Lambeck y Chappell, 2001). Sin embargo para la Antártida, los datos de campo sugieren considerables diferencias regionales para el máximo glacial entre los 20 y 10 Ka. Según otras interpretaciones, el último máximo de la "glaciación *Wisconsinan*" es anterior los 20-18 Ka, sugiriendo que los volúmenes de hielo fueron considerablemente mayores antes de los 35 Ka, comparados con los alcanzados con posterioridad (Bentley y Anderson, 1998).

Otros autores (Elliot, 1981; Rabasa, 1983; Ingólfsson *et al.*, 1992, 2003; Hjort *et al.*, 1997), deducen un primer engrosamiento del hielo en el sector septentrional de la península y en las islas del NO del Mar de Weddell, presentando evidencias que sugieren que las actuales áreas libres de hielo en James Ross, Vega e Isla Marambio (Seymour), han estado, al menos una vez, recubiertas por glaciares procedentes de la Península Antártica. Estos glaciares depositaron *tills* y bloques erráticos de rocas ígneas, procedentes de la península, en nunataks a alturas de +300-400 m. La posición de la "línea de tierra" (*grounding line*) de la barrera de hielo estaría situada a unos 180 km más hacia el E sobre la parte media-externa de la plataforma continental, a una profundidad aproximada de 200 m (Bentley *et al.*, 2006) y su edad sería probablemente anterior a los 30 Ka. Los espesores de hielo en dicha región, se estiman entre 150-400 m más potentes que los actuales.

No hay datos concluyentes que indiquen que el retroceso del hielo, desde las posiciones alcanzadas durante el LMG y la subsecuente desintegración de esas áreas de plataforma, hayan estado controladas por un calentamiento regional. Muy probablemente, el retroceso glaciar y la fragmentación de las barreras en la Antártida estuviera controlado por el ascenso del nivel global

del mar resultante de la fusión de los glaciares del Hemisferio Norte, existiendo por tanto un cierto desfase o retardo en los eventos acaecidos en la Antártida con respecto a los que sucedieron en el Hemisferio Norte (Hjort *et al.*, 1998).

En el sector nororiental peninsular, la deglaciación parece haber sido gradual, comenzando a unos 9 Ka y finalizando esta primera fase sobre los 5,5 Ka. Después parece haber un breve reavance glaciar (bahía Bonita) que finaliza a los 5 Ka. Este avance es seguido por un nuevo retroceso glaciar, más rápido en las áreas continentales de elevada línea de equilibrio altitudinal (ELA), que en el norte de la isla James Ross, se sitúa a unos 400 m. Posteriormente, entre los 4-3 Ka acontece el Óptimo Climático Holoceno de condiciones cálidas y húmedas (Björck *et al.*, 1996), que aproximadamente coincidiría con el pico máximo de insolación del verano austral en los ciclos de Milankovich. Después del óptimo, el clima se vuelve frío y seco persistiendo esas condiciones hasta aproximadamente los 1,5 Ka. Desde entonces el clima se vuelve más templado y más húmedo pero todavía frío comparado con la situación del óptimo climático (Ingólfsson *et al.*, 2003).

La fusión de importantes volúmenes de hielo durante la mejora climática del post-glacial Holoceno, descargó de una importante carga litostática a la Antártida, dando lugar a un importante rebote isostático de las zonas costeras, permitiendo, junto con el retroceso de los glaciares, la progresiva exposición subaérea de nuevas áreas anteriormente sumergidas y la formación de terrazas marinas. Los sedimentos lacustres de las zonas libres de hielo, pueden proporcionar información paleoclimática y paleoambiental y la edad de formación de los propios lagos originados al retirarse los glaciares. Recientes dataciones en los lagos de las penínsulas deglaciadas Byers y Barton, localizadas respectivamente en las islas Livingston y King George en las Shetland del Sur, al oeste de La Península Antártica, permiten reconstruir la cronología del proceso de retirada de los hielos para dicho entorno (Oliva *et al.*, 2016). El retroceso de los hielos en ambas penínsulas empezó en torno a los 8 Ka. Se insinúa una cierta estabilidad de los casquetes insulares durante el Holoceno medio, entre los 6-5 Ka, para retroceder significativamente durante el Óptimo Climático hasta los 2 Ka, que es cuando aparecen los lagos emplazados actualmente más cerca de los frentes glaciares en ambas zonas.

Las playas elevadas de la Península Antártica han sido consideradas como la respuesta isostática de anteriores expansiones de hielo respecto al presente. Depósitos marinos de las playas levantadas, que postdatan la última mayor glaciación en esta región, han sido descritos en la mayoría de las áreas libres de hielo de la península y en las islas próximas (Ingólfsson *et al.*, 1992; López-Martínez *et al.*, 1991; Hjort *et al.*, 1997), indicando expansiones del hielo con anterioridad al Holoceno medio-inferior. Para el sector septentrional de la Península Antártica, el límite marino post-glacial se sitúa a altitudes generalmente entre +15-20 m, con el más alto nivel marino en la isla James Ross situado a +30 m, y que va ganando altura progresivamente cuanto más al sur. Los análisis de ^{14}C efectuados sobre conchas de moluscos *in situ* de los sedimentos sublitorales de este nivel, han proporcionado edades cercanas a 7,5 Ka. Mientras que en otro nivel de terraza marina situada a +16-18 m se ha obtenido una edad de entre 4,6-4,3 Ka (Hjort *et al.*, 1997, 1998).

En el interglacial subsecuente al Último Máximo Glaciar (LGM) de la glaciación *Wisconsinan* (*Würm* en Centroeuropa) en el Pleistoceno superior (35-15 Ka), tiene lugar la desintegración de las

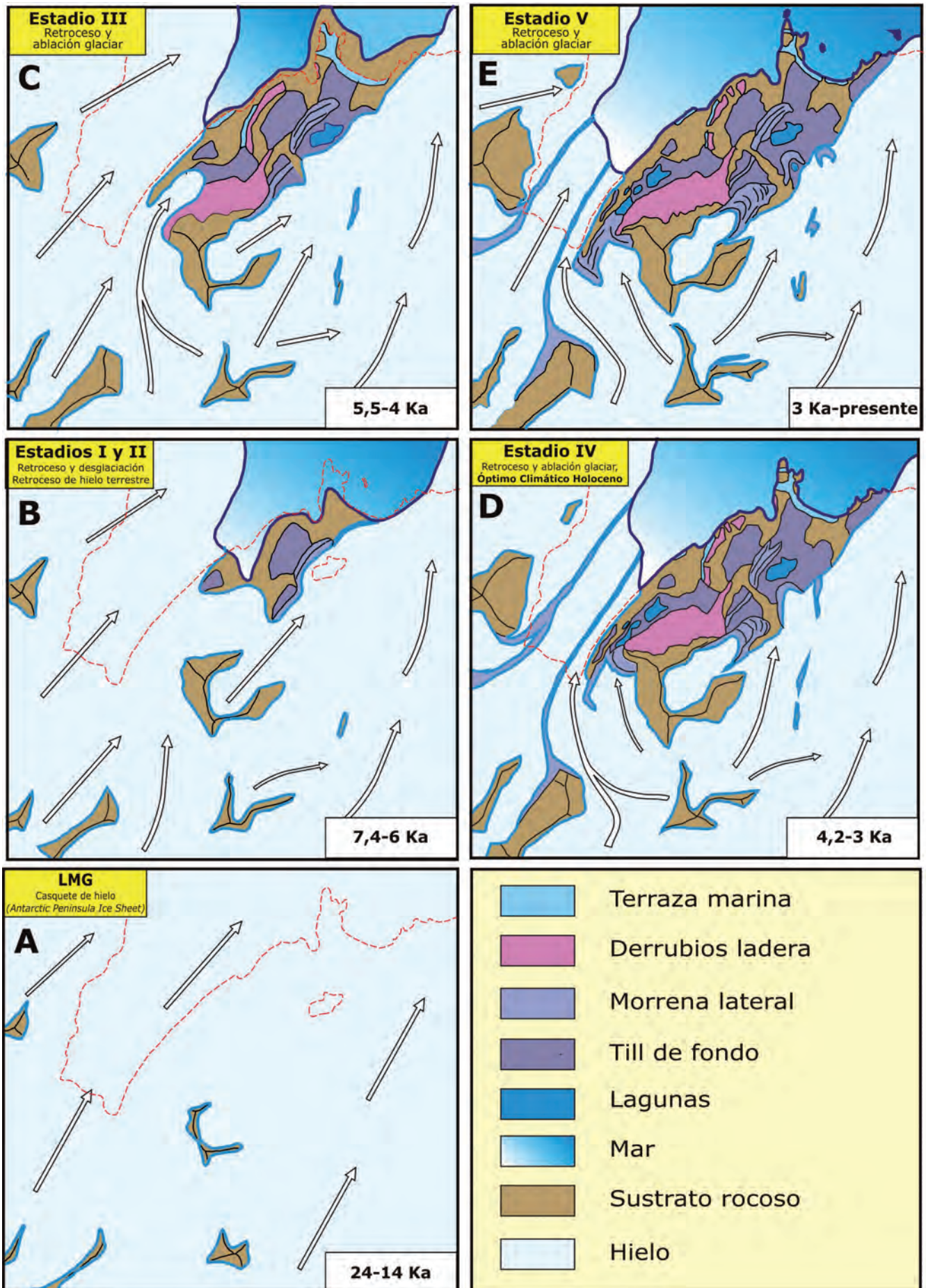


Figura 5.46. Esquemas cartográficos esquemáticos y secuenciados de las diferentes etapas de evolución de la dinámica glaciár en la zona. Todas las edades son antes del presente (BP). Modificado de Nozal, *et al.* (2016).

barreras de hielo sobre la plataforma externa y media (14-8 Ka) y por último, la retirada de los mismos desde la costa en el Holoceno temprano (8-6 Ka), que es cuando puede considerarse que realmente se completa la transición de la etapa glacial al interglacial Holoceno. Esta última etapa se caracteriza por una configuración del hielo muy parecida a la actual, con la aparición de lagos de agua dulce en tierra firme y la ocupación de la costa por colonias de pingüinos que sugieren, para esa época, unas condiciones de clima y de hielo marino similares a las presentes.

La mayor ablación y retroceso glacial debió tener lugar durante el Óptimo Climático del Holoceno medio, entre 4,2 y 3 Ka (Björck *et al.*, 1996), cuando se alcanzaron condiciones climáticas más cálidas y húmedas que las actuales.

El comienzo de la deglaciación de las zonas litorales que actualmente están descubiertas de hielo está condicionado por las edades mínimas obtenidas de las dataciones en ^{14}C sobre conchas fósiles de moluscos en terrazas marinas, depósitos de turbas, materia orgánica en sedimentos lacustres o diferentes restos fósiles de las colonias de pingüinos. Estos datos, proporcionan edades mínimas para la deglaciación, existiendo un intervalo de tiempo desconocido entre ésta y la colonización por plantas o animales de las zonas descubiertas de hielo.

Las dataciones sobre conchas de moluscos de depósitos marinos emergidos, y sobre materia orgánica de sedimentos lacustres en la isla King George, han proporcionado edades mínimas de 9-8 Ka (^{14}C), mientras que un registro litoestratigráfico bien datado, donde depósitos glaciomarinos y sublitorales aparecen fosilizando *till* en afloramientos de la costa del norte de la isla James Ross, limitan allí la deglaciación como anterior a unos 7,4 Ka (^{14}C en conchas, Hjort *et al.*, 1997). En bahía Esperanza, Björck *et al.* (1991) y Zale (1994a,b) datan cenizas volcánicas y materia orgánica (guano de pingüinos) de los sedimentos de un testigo de 293 cm obtenido en la laguna Boeckella. Las muestras más inferiores proporcionan una edad cercana a los 5,5 Ka para el origen del lago (o mejor dicho, para el comienzo de su relleno sedimentario). Este mismo autor, analizando la historia de la ocupación de una pingüinera de Adelia en ese lugar, estima en unos 0,8 Ka, el intervalo transcurrido entre la deglaciación y la primera ocupación de una gran colonia de pingüinos en los terrenos que rodean la laguna (~5,5 Ka), considerando por tanto, que la retirada de los hielos en bahía Esperanza es anterior a los ~6.3 Ka.

Con todas las dataciones del entorno de la Península Antártica, se puede concluir (Emslie, 2001; Ingólfsson *et al.*, 2003) que la deglaciación en la región tuvo lugar entre los >14-6 Ka y que los fiordos, bahías y áreas costeras, quedaron libres de hielo antes de los 6 Ka y, una vez que los glaciares se situaron tras la línea de costa, la fusión del hielo y su retroceso fue seguramente más lento.

En varias localidades hay indicadores de expansiones glaciares en el Holoceno medio. Así en el N de la isla James Ross un reavance glacial (bahía Bonita) descrito inicialmente por Rabasa (1983), fue posteriormente precisado por Hjort *et al.* (1997), señalando que culminó en ~4,6 Ka con al menos 7 km de avance del hielo. Zale (1994a), describe en bahía Esperanza dos morrenas, una que cierra la laguna Boeckella por el NO, para la que asume una antigüedad de unos 6 Ka y, otra más interna (se desconoce a cual se refiere pues no presenta referencia cartográfica) de unos 5 Ka, posteriormente recalculada a 4,7 Ka (Zale, 1994b) que indicarían una oscilación glacial (avance) para esa época.

5.4.2. Estadios I y II

Estadio I: Deglaciación de las zonas internas de plataforma, fiordos y bahías, destacándose claramente los nunataks más elevados. Aparición de las primeras superficies de abrasión glacial con pulido, estrías y bloques erráticos (roca aborregada con estrías en la costa caleta Cabaña). Edad probable: 7,4 Ka (Hjort *et al.*, 1997).

Estadio II (Fig. 5.46B). Los hielos se adelgazan y retroceden sobre tierra firme empezando a descubrirse las zonas bajas adyacentes al litoral. Aparición de otras zonas altas, como el extremo NE del umbral de las colinas Scar (Fig. 5.22), la superficie de abrasión intermedia (+45-50 m) y el borde NO de la superior (+100-120 m). Generación de depósitos litorales (playas) de cantos, actualmente emplazados a +10-15 m, en las costas de caleta Cabaña y Papúa. Formación de las morrenas laterales del glaciar Flora (futuro cierre NO de la laguna Boeckella) sobre la plataforma intermedia y de otra morrena lateral sobre la superficie superior. Por ablación decrece el espesor del glaciar Buenos Aires y aparece el nunatak Nobby, empezando a diferenciarse el glaciar Pirámide del glaciar Buenos Aires. Edad probable: 6,3-6,0 Ka (Zale, 1994a,b).

Los estudios de pingüineras fósiles sugieren que la aparición de nuevas áreas costeras emergidas obligó a una gran parte de las poblaciones de pingüinos a desplazarse desde las zonas altas previamente colonizadas, hasta las nuevas áreas costeras más bajas, puesto que la ubicación de los nidos cerca del mar favorece la obtención del alimento para las crías. La ubicación de una pequeña colonia activa de pingüinos sobre el borde de la plataforma superior, bastante alejada de la costa y a unos 116 m de altura, sugiere que el primer asentamiento de estas aves ocurrió sobre dicha plataforma (del Valle, 2005), siendo anterior a la ocupación de la colonia principal desarrollada a menor altura sobre la plataforma intermedia (50-65 m) y áreas adyacentes, cuando éstas estaban todavía cubiertas por el mar.

5.4.3. Estadio III

Estadio III (Fig. 5.46C). Retroceso de los bordes de los glaciares Flora, Pirámide y Buenos Aires. El retroceso conlleva la aparición del *till* de fondo de la cubeta Boeckella, la inmediata formación de la laguna y el inicio de su relleno lacustre con sedimentos ornitogénicos procedentes de la gran colonia de pingüinos asentada sobre las morrenas laterales del glaciar Flora. Las colonias de pingüinos indican que han estado presentes en las orillas del lago desde al menos los 5,5 Ka, con la excepción de un corto periodo sobre los 5,2 Ka, aunque manteniéndose en valores bajos hasta los aproximadamente 3,5 Ka (Zale, 1994a,b). Retroceso e individualización de parte del glaciar Kenney por la aparición del umbral de las colinas Scar. El retroceso de esa lengua del Kenney va descubriendo el *till* de fondo y las cubetas de sobreexcavación en el valle Cinco Lagunas. El retroceso del borde NO del glaciar Flora sobre la superficie superior +125 m da lugar a la formación del correspondiente *till* de fondo. Inicio de la construcción del talud de derrubios periglaciares de la vertiente NO del Monte Flora y de su prolongación por el escarpe del borde NO de la plataforma superior. Ascenso glacioisostático de las playas marinas, pasando a quedar colgadas formando terrazas marinas (actualmente a +10-15 m). Edad probable: 5,5-4 Ka.

Sobre los 4,2 Ka, tuvo lugar un calentamiento gradual junto con un incremento asociado de la humedad. Estas condiciones templadas y húmedas alcanzaron sus máximos valores (Óptimo Climático Holoceno) entre los 4-3 Ka (Björck *et al.*, 1996), intervalo con el que coincide también Emslie (2001). Este periodo templado queda reflejado por una expansiva colonización de pingüinos sobre las zonas libres de hielo.

5.4.4. Estadio IV

Estadio IV (Fig. 5.46D). Rápido retroceso y ablación del glaciar Flora con la formación de hasta diez pequeños arcos morrénicos frontales sucesivos sobre la plataforma superior. Retroceso de la plataforma de hielo flotante en la bahía, insinuándose el umbral de su orilla septentrional con la aparición de afloramientos rocosos y la diferenciación de los glaciares Arena, Depot y Kenney. Se diferencian las cuencas y los respectivos flujos de los glaciares Pirámide y Buenos Aires, con la formación de la correspondiente morrena superficial (central) a partir de los afloramientos rocosos del nunatak Nobby. Formación de un pequeño arco frontal del glaciar Pirámide al S de la laguna Boeckella. Formación del *Till* de fondo en el margen NO del glaciar Buenos Aires sobre la plataforma inferior; morrena lateral derecha del glaciar Kenney; morrenas laterales del glaciar Depot; e inicio de formación de suelos estructurados sobre el *till* del fondo del valle Cinco Lagunas. La presencia de pingüinos está registrada en los sedimentos de la laguna Boeckella. Dichos sedimentos señalan un aumento de la población de estas aves a unos 3,5 Ka, manteniéndose con oscilaciones hasta los 850 a (BP) aproximadamente (Zale, 1994a). Recuperación isostática de la costa quedando las terrazas marinas ascendidas a +5 m. Edad probable: 4-3 Ka (Ingólfsson, 2004).

Después del Óptimo Climático tuvo lugar un rápido deterioro de las condiciones (neoglaciación), pasando a más frías y áridas (secas) y, por tanto, a un clima diferente que persistió hasta aproximadamente 1 Ka. Después, el clima volvió a ser más cálido y húmedo pero todavía frío, comparado con la situación del Óptimo Climático.

Un grupo de investigadores sugieren que los glaciares habrían experimentado diferentes oscilaciones y expansiones durante los pasados 2,5 Ka en la región de la Península Antártica. En las Shetland del Sur también se encuentran evidencias de estas oscilaciones, basándose en el avance de morrenas que recubren playas levantadas Holocenas coincidiendo con la expansión de la Pequeña Edad del Hielo (LIA, *Little Ice Age*) del Hemisferio Norte. Estos avances se han datado (en líquenes) en los años 1240, 1720, y 1780-1822 (Curl, 1980; Birkenmajer, 1981). En los últimos 100 años algunos registros paleoclimáticos indican que el clima en la región occidental de la Península Antártica ha variado de un régimen relativamente frío hacia condiciones más templadas. Este calentamiento regional parece haber afectado también al sector oriental peninsular, tal como indican las medidas de temperatura de los últimos 50 años (Skvarca *et al.*, 1998; Kejna, 2003).

5.4.5. Estadio V

Estadio V (Fig. 5.46E). Los restos ornitogénicos de pingüinos muestran un aumento espectacular desde los 850 a (BP) hasta los 40 a (BP), donde alcanza el valor máximo, para después declinar drásticamente (Zale, 1994a,b). El glaciar Flora queda reducido a un glaciar de circo, quedando seguramente el hielo ya inactivo y su frente estabilizado. La ablación es tan intensa que la superficie de su frente distal queda topográficamente por debajo del último arco frontal. Igualmente, por ablación superficial de los glaciares Pirámide y Buenos Aires, se produce la inversión del relieve en la morrena superficial (central) originada a partir del nunatak Nobby, denominado informalmente "Montón de Escombros" (con núcleo de hielo). El retroceso del glaciar Pirámide permite el desarrollo de una pequeña laguna "Boeckella superior" tras su arco morrénico frontal. Retroceso cartografiado (último siglo) de la lengua (flotante) del glaciar Depot al fondo de la bahía (fiordo). El aumento de las temperaturas da lugar a colapsos termokársticos en morrenas que originan pequeñas lagunas. En las morrenas laterales y en el

dique de cierre de la laguna Boeckella se originan, inducidos por desbordamientos, importantes colapsos en el permafrost que provocan su vaciado parcial en el 2005 (Nozal *et al.*, 2006, 2007; Ermolin y Silva, 2007). Edad probable: 3 Ka-actualidad.

Recientes señales de un acelerado retroceso y destrucción de las plataformas, en combinación con un rápido calentamiento (1,5°C) registrado en los últimos 50 años, comprometen la futura estabilidad del sistema glacial (Skvarca *et al.*, 1998; de Angelis y Skvarca, 2003). Durante el periodo 1958-2000, el calentamiento registrado en la estación Esperanza ha resultado ser de 0,42°C/10 años (Kejna, 2003).

En el caso particular del glaciar Depot, al fondo de bahía Esperanza, el retroceso del glaciar está constatado cartográficamente al representar las diferentes formas y posiciones alcanzadas por su frente (Fig. 5.47):

- La referencia más antigua es de **1903**. Se ha obtenido, georeferenciando el mapa esquemático (*Sketch-map of Hope Bay*) dibujado por el cartógrafo Düse (de la expedición sueca durante su invernada forzosa en 1903), a la base topográfica actual (Nordenskjöld *et al.*, 2004).
- El perfil de **1957** corresponde a la *foto aérea británica n° 108* de la campaña de reconocimiento de la península Tabarin (BAS, 1958).
- El perfil de **1999** se ha obtenido del *Map 2. Mount Flora (ASPA N° 148). Hope Bay, topographic map*, que aparece en CEP Draft (2002) (Mapa 2, Capítulo 6-Áreas Protegidas).
- El perfil cartografiado en el Mapa Geomorfológico, con un frente que supera los 700 m, corresponde a la imagen satelital *Quickbird* del 8 de enero de **2005**.
- El más reciente del año **2008**, corresponde al mostrado en la imagen satelital del 25 de agosto de **2008** de *DigitalGlobe (Google Earth)*.

Respecto al glaciar Buenos Aires también se ha podido constatar, analizando (Yépez *et al.*, 2012) sucesivas imágenes SPOT (1988-2006), un retroceso neto importante en su frente acantilado (borde nororiental). Si bien entre los años 1988-1990 el retroceso es poco evidente, en el resto del intervalo, entre los años 1990-2006, resulta más destacado y cuantificable, alcanzándose en algunos casos hasta 250 m de retroceso en su borde oriental, y algo menos, entre 90-100 m, en su borde norte. Analizando los datos de temperaturas registradas para ese periodo en la estación meteorológica de Esperanza, se observa que las temperaturas registradas en el primer periodo presentan una tendencia parecida, con valores que promedian entre los -0,47 °C y +0,70 °C; mientras que a partir del año 1992, se aprecia una tendencia marcada de aumento de la temperatura, hasta alcanzar un valor máximo de +2,47 °C en el 2006. La relación directa entre este aumento de la temperatura y el proceso de regresión en dicho borde acantilado del glaciar, parece evidente, al igual que ocurre con la tasa de retroceso del frente del glaciar Depot.

Por otra parte, la inversión del relieve (≥ 10 m) que muestra la morrena del nunatak Nobby en el denominado "Montón de Escombros", con respecto a la superficie del glaciar, proporciona un valor aproximado del espesor de hielo perdido por ablación superficial y, a partir de él, una posible referencia para una futura modelización de la estimación de la pérdida en volumen del glaciar Buenos Aires.

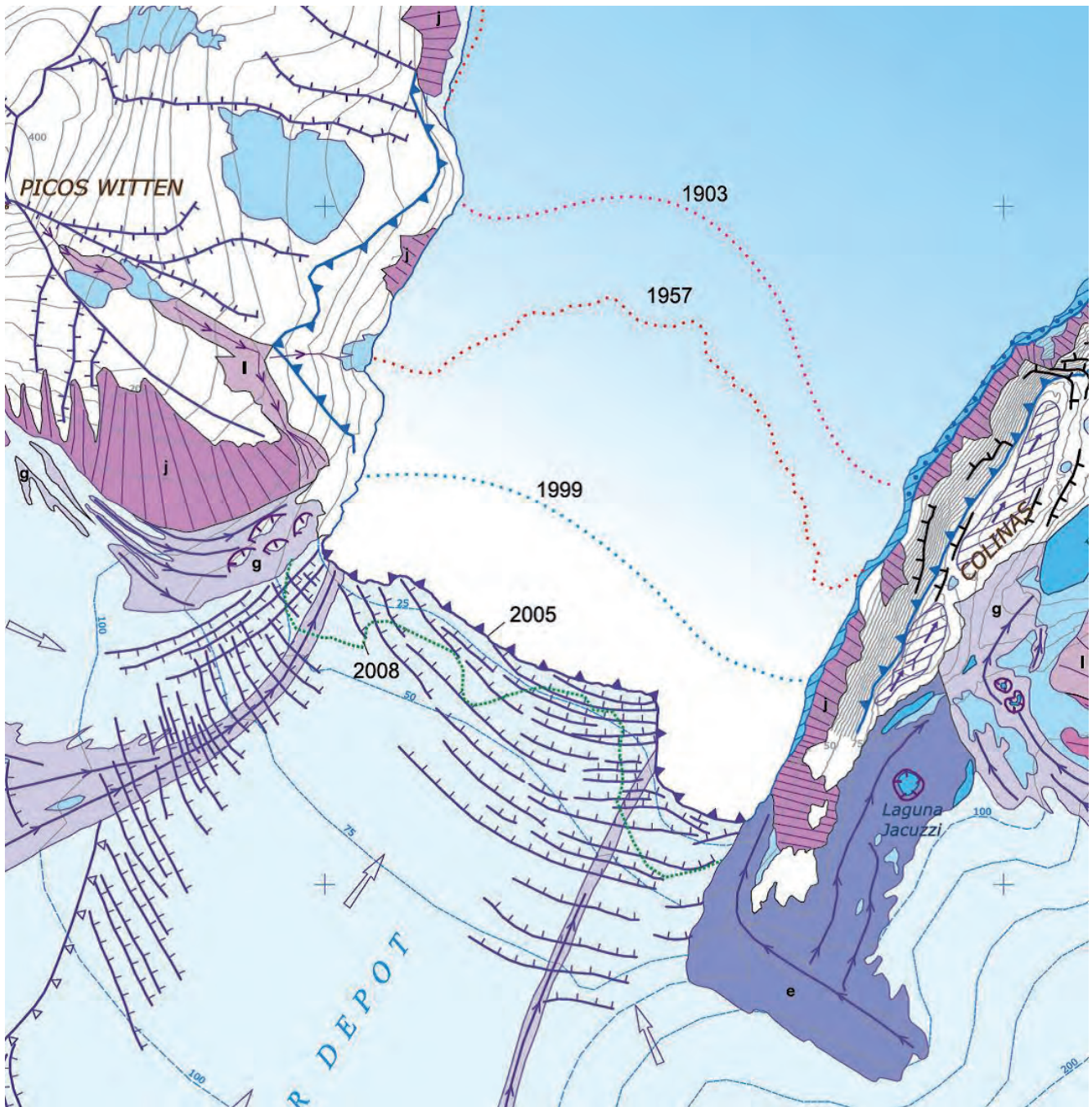


Figura 5.47.- Diferentes posiciones de la lengua flotante del glaciar Depot al fondo del fiordo de bahía Esperanza. Dichas posiciones constatan su claro retroceso por desprendimiento (*calving*) de *seracs* que originan pequeños témpanos. El proceso es progresivamente más acelerado, si se compara el intervalo de fechas cada vez más corto y la superficie perdida proporcionalmente mayor.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, J.B.; SHIPP, S.S.; LOWE, A.L.; WELLNER, J.S. and MOSOLA, A.B. (2002): The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 49-70. DOI:10.1016/S0277-3791(01)00083-x.
- ANDERSSON, J.G. (1906): On the geology of Graham Land. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 7: 19-71.
- BAS (1958): British Antarctic Survey Aerophotographic collection, Falkland Islands and Dependencies (FIDASE). Photographic collection over Antarctic peninsula. 1955-56 and 1956-57 southern summers. Tabarin Peninsula Track, frame nº 108. BAS, Antarctic Mapping Centre.
- (2017): British Antarctic Survey. History of Hope Bay (Station D). <https://www.bas.ac.uk/about/about-bas/our-history/british-research-stations-and-refuges/hope-bay-d/>
- BENTLEY, M.J. and ANDERSON, J.B. (1998): Glacial and marine geological evidence for the ice sheet configuration in the Weddell Sea Antarctic Peninsula region during The Last Glacial Maximum. *Antarctic Science*, 10(3): 309-325.
- BENTLEY, M.J.; FOGWILL, C.; KUBIK, P. and SUDGEN, D. (2006). Geomorphological evidence and cosmogenic $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of the Antarctic Peninsula Ice Sheet. *Geological Society of America Bulletin*, 118: 1149-1159.

- BIRKENMAJER, K. (1981): Lichenometric dating of raised marine beaches at Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences*, 29: 119-127.
- BIRKENMAJER, K.; GAZDZICKI, A.; KRAJEWSKI, K.; PRZYBYCIN, A.; SOLECKI, A.; TATUR, A. and YOON, H. (2005): First Cenozoic glaciers in West Antarctica. *Polish Polar Research*, 26(1): 3-12.
- BJÖRCK, S.; HAKANSSON, H.; OLSSON, S.; ELLIS-EVANS, C.; HUMLUM, O. and LIRIO, J.M. (1996): Late Holocene paleoclimatic records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113: 195-220.
- BJÖRCK, S.; SANDGREN, P. and ZALE, R. (1991): Late Holocene Tephrochronology of the Northern Antarctic Peninsula. *Quaternary Research*, 36: 322-328.
- CEP DRAFT (2002): Management Plan for Antarctic Specially Protected Area No 148. Mount Flora, Hope bay, Antarctic Peninsula. *SCAR Bulletin*, 151: 7p. www.nsf.gov/od/opp/antarct/aca/nsf01151/aca2_spa148.pdf.
- CURL, J. (1980): *A glacial history of the South Shetland Islands, Antarctica*. Columbus: Institute of Polar Studies. Ohio State University. *Institute of Polar Studies Report*, 63: 129 p.
- DE ANGELIS, H. and SKVARCA, P. (2003): Glacier surge after ice shelf collapse. *Science*, 299: 1560-1562.
- DEL VALLE, R. (2005): Expedición científica Pre-CAV 2005, planteamiento y objetivos de la expedición. http://www.geoantar.com.ar/grupo_tabarin.htm
- DEL VALLE, R.; MONTALTI, D.; INBAR, M. y BOARETTO, E. (2007): Holoceno marino en la Península Potter, Isla 25 de Mayo, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(1): 35-43.
- ELLIOT, D. (1981): Glacial geology of Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 16(5): 66-67.
- EMSLE, S. (2001): Radiocarbon dates from abandoned penguin colonies in the Antarctic Peninsula region. *Antarctic Science*, 13(3): 289-295.
- ERMOLIN, E. (2003): Primera experiencia en diseño y construcción en un dique en permafrost antártico: lago Boeckella, bahía Esperanza. *DNA-IAA, contribución* 537, 41 p.
- (2009): Permafrost y hielos subterráneos en el sector Norte de la Península Antártica. Capítulo 4: In: *El Agua en el Norte de la Península Antártica*. (Silva, A., ed.) 1ª ed., Buenos Aires. Fundación de Historia Natural Félix de Azara: 83-104.
- ERMOLIN, E. y SILVA, A. (2007): Desarrollo de termokarst y aguas subterráneas en Bahía Esperanza, Península Antártica. *Actas del VIº Simposio Argentino y IIIº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, DNA-IAA*, Bs.As. Resumen expandido, GEORE 808, 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.
- FRANCIS, J.E.; MARENSSI, S.; LEVY, R.; HAMBREY, M.; THORN, V.C.; MOHR, B.; BRINKHUIS, H.; ZACHOS, J.; BOHATY, S. and DECONTO, R. (2009): From Greenhouse to Icehouse-The Eocene/Oligocene in Antarctica. In: *Antarctic Climate Evolution. Developments in Earth and Environmental Sciences*, (Florindo F. and Siebert, M. eds.). Elsevier, 8: 309-368.
- GODAGNONE, R. y DE LA FUENTE, J.C. (2011): Los suelos de Bahía Esperanza, Península de Tabarin, Antártida Argentina. *Contribuciones Científicas GAEA*, 23: 131-149.
- HEREDIA, N.; GALLASTEGUI, G.; MONTES, M.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2006): The Gondwanic evolution of the Tabarin Peninsula (Antarctic Peninsula). *Libro de Resúmenes VII Simposio Español de Estudios Polares; Granada*: 155-157.
- HEREDIA, N.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2004): Evolución gondwánica de la Península Tabarin (Península Antártica). *Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. CD-ROM. Resumen Expandido N° 102GG, 4 pp.
- HJORT, C.; BJÖRCK, S.; INGÓLFSSON, Ó. and MÖLLER, P. (1998): Holocene deglaciation and climate history of the northern Antarctic Peninsula region: a discussion of correlations between the Southern and Northern hemispheres. *Annals of Glaciology*, 27: 110-112.
- HJORT, C.; BJÖRCK, S.; INGÓLFSSON, Ó.; MÖLLER, P. and LIRIO J.M. (1997): Holocene glacial history and sea-level changes on James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Quaternary Science*, 12(4): 259-273.
- INGÓLFSSON, Ó. (2004): Quaternary glacial and climate history of Antarctica. In: *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part III*. (Ehlers, J. and Gibbard, P. eds.). Elsevier: 3-43.
- INGÓLFSSON, Ó.; HJORT, C. and HUMLUM, O. (2003): Glacial and Climate History of the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 35(2): 175-186.
- INGÓLFSSON, Ó.; HJORT, C.; BJÖRCK, S. and SMITH, R. (1992): Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Boreas*, 21: 209-222.
- IVANY, L.; BLAKE, D.; LOHMANN, K. and ARONSON, R. (2004): Eocene cooling recorded in the chemistry of La Meseta Formación mollusks, Seymour Island. Antarctic Peninsula. *Bolletín di Geofísica Teórica ed Aplicada*, 45: 242-245.
- KEJNA, M. (2003): Trends of air temperature of the Antarctic during the period 1958-2000. *Polish Polar Research*, 24(2): 99-126.
- KELLETAT, D. (1995): Atlas of Coastal Geomorphology and Zonality. *Journal of Coastal Research Spec. Iss.*, 13: 286 p.
- LAMBECK, K. and CHAPPELL, J. (2001): Sea level change through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292: 679-686.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, J.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y ARCHE, A. (1991): Pulsaciones glaciares y terrazas marinas escalonadas en los alrededores de la base Antártica Española. Isla Livingston. Shetland del Sur. *Geogaceta*, 9: 44-47.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, J.; THOMSON, M.; ARCHE, A.; BJÖRCK, S.; ELLIS-EVANS, J.; HATHAWAY, B.; HERNÁNDEZ-CIFUENTES, F.; HJORT, C.; INGÓLFSSON, Ó.; ISING, J.; LOMAS, S.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; SERRANO, E.; ZALE, R. and KING, S. (1996): Geomorphological Map of Byers Peninsula, Livingston Island. *BAS GEOMAP Series, Sheet 5-A, 1:25.000, with supplementary text*. Cambridge, British Antarctic Survey, 65 p.
- LOZINSKI, W. VON (1909): Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Acad. Sci. Cracovie, Bull. Internat. Cl. Sci. Math. et Nat.*, 1: 1-25.
- LV12 (2016): La base antártica Esperanza alcanzó su récord histórico de calor. <http://lv12.com.ar/nota/6632/la-base-antartica-esperanza-alcanzo-su-record-historico-de-calor>.
- 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*, 99(4): 95 p.
- MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2005): Geomorfología de la costa austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). *Geogaceta*, 38: 95-98.

- MARTÍN-SERRANO, A.; SALAZAR, A.; NOZAL, F. y SUÁREZ, A. (2004): *Mapa Geomorfológico de España a escala 1: 50.000. Guía para su elaboración*. IGME. Madrid, 128 p.
- MONTES, M.; MARTÍN-SERRANO, A.; NOZAL, F.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. y DEL VALLE, R. (2013): Mapa Geológico 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.
- MONTES, M.; NOZAL, N.; LUSKY, J.; GÓMEZ-IZQUIERDO, D.; DEL VALLE, R. y RODRÍGUEZ, R. (2010): *Mapa Topográfico de Bahía Esperanza. E: 1:10.000*; (inédito, archivo documental del Área de Cartografía Geológica, IGME, Tres Cantos) IGME-IAA.
- NORDENSKJÖLD, O.; ANDERSSON, J.; LARSEN, C. and SKOTTSBERG, C. (2004): *Dos años en los hielos del Polo. La Expedición Sueca en el Antártico y su rescate por la Uruguay. Octubre 1901-Diciembre 1903. Tomos I y II*. (Sobre la primera ed. de 1904: *Antarctic. Tva ar bland Sydpolens isar*). Colección Patagonia inédita. Zaglier & Urruty Publications. Ushuaia, Argentina. 10: 352 p.; 11: 432 p.
- NOZAL, F.; MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M. y DEL VALLE, R. (2006): Morfologías de ablación y termokarst en la costa austral de Bahía Esperanza (Península Antártica) *Resúmenes VII Simposio Español de Estudios Polares*; Granada: 233-236.
- (2007): Ablación glaciar y procesos activos en la costa austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). *Actas del VIº Simposio Argentino y IIIº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, DNA-IAA, Bs.As. GEORE 825*, 4 p.
- NOZAL, F.; MONTES, M. y MARTÍN-SERRANO, A. (2016): Retroceso glaciar en el entorno de Bahía Esperanza (Península Antártica) durante el Holoceno. En: *Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro. Actas de la XIV Reunión Nacional de Geomorfología. Málaga*. (Durán, J.J., Montes, M., Robador, A. y Salazar, A., eds.). IGME, Madrid: 721-727.
- 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.
- OLIVA, M.; ANTONIADES, D.; GIRALT, S.; GRANADOS, I.; PLA-RABES, S.; TORO, M.; SANJURJO, J. (2016): La deglaciación de las áreas libres de hielo de las islas Shetland del Sur (Antártida): ejemplos de Byers (Livingston) y Barton (King George). *Cuaternario y Geomorfología*, 30(1-2): 105-118.
- PIZARRO, H. e IZAGUIRRE, I. (2009): Limnología en el Área Norte de la Península Antártica. Capítulo 6. En: *El Agua en el Norte de la Península Antártica*. (Silva, A., ed.) 1ª ed.- Buenos Aires. Fundación de Historia Natural Félix de Azara: 134-143.
- RABASSA, J. (1983): Stratigraphy of the glaciogenic deposits in northern James Ross Island. Antarctic Peninsula. In: *Tills and Related Deposits*. (Evenson, Sclüchter and Rabassa, eds.) *Balkema Publishers*: 329-340.
- REYNOLDS, J.M. (1981): The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 54: 123-133.
- SELBY, M. (1985): *Earth's changing surface: an introduction to the geomorphology*. Clarendon Press, Oxford. 607 p.
- SHEPARD, F. (1976): Coastal classification and changing coastlines. *Geosciences and Man, Louisiana State University*, 14: 53-64.
- SILVA, A. (2009): Aguas superficiales y subterráneas en el sector norte de la Península Antártica. Capítulo 3. En: *El Agua en el Norte de la Península Antártica* (Silva, A., ed.) 1ª ed.- Buenos Aires. Fundación de Historia Natural Félix de Azara: 47-82.
- SKVARCA, P.; RACK, W.; ROTT, H.; IBARZÁBAL and DONÁNVELO, T. (1998): Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 27: 628-632.
- SMN ARGENTINO (2015): Meteorología Antártica, Climatología, Base Esperanza. <http://www.smn.gov.ar>
- TIEMPOINESTABLE.COM (2017): Record de 17,5° C en Base Esperanza, otro aviso. 6 p. <http://tiempoinestable.com/record-de-175c-en-base-esperanza-otro-aviso-en-la-antartida/>
- TUTTIEMPO.NET (2017): Clima en Base Esperanza. Históricos el tiempo http://www.tuttiempo.net/clima/BASE_ESPERANZA/889630.htm.
- VINOCUR, A. and PIZARRO, H. (1995): Pertiphyton flora of some lotic and lentic environments of Hope Bay. (Antarctic Peninsula). *Polar Biology*, 15: 401-414.
- YÉPEZ, S.; TORRES, W. y REBOLLEDO, R. (2012): Metodología para la estimación de flujo en el glaciar "Buenos Aires", Bahía Esperanza, Península Antártica. *Interciencia*. Venezuela 37(7): 492-497.
- ZACHOS, J.; PAGANI, J.; SLOAN, L.; THOMAS, E. and BILLUPS, K. (2001): Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.
- ZALE, R. (1994a): Changes in size of the Hope Bay Adélie penguin rookery as inferred from Lake Boeckella sediment. *Ecography*, 17: 297-304.
- (1994b): ¹⁴C Age corrections in antarctic lake sediments inferred from geochemistry. *Radiocarbon*, 36(2): 173-185.
- ZALE, R. and KARLÉN, W. (1989): Lake sediment cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands. *Geografiska Annaler*, 71(3-4): 211-220.

6. ÁREAS PROTEGIDAS

DNA-IAA

Índice del capítulo

6. ÁREAS PROTEGIDAS	145
6.1. INTRODUCCIÓN	145
6.2. DESCRIPCIÓN DE LOS VALORES QUE REQUIEREN PROTECCIÓN.....	145
6.3. FINALIDADES Y OBJETIVOS	145
6.4. ACTIVIDADES DE GESTIÓN	146
6.5. PERIODO DE DESIGNACIÓN.....	146
6.6. MAPAS	146
6.7. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA	146
6.7.1. Descripción general.....	146
6.7.2. Límites.....	146
6.7.3. Geología, Paleontología y Clima.....	146
6.7.4. Biología terrestre y de agua dulce.....	147
6.7.5. Aves reproductoras	147
6.7.6. Actividades humanas e impacto	150
6.7.6.1. Acceso a la zona.....	150
6.7.6.2. Ubicación de estructuras dentro de la zona y adyacentes a la misma	150
6.7.6.3. Ubicación de otras zonas protegidas en las cercanías	150
6.8. TÉRMINOS Y CONDICIONES PARA LOS PERMISOS DE ENTRADA	150
6.8.1. Condiciones generales para la expedición de permisos.....	150
6.8.2. Acceso a la zona y desplazamientos en su interior y sobre ella.....	151
6.8.3. Actividades que pueden llevarse a cabo dentro de la zona	151
6.8.4. Instalación, modificación o desmantelamiento de estructuras	151
6.8.5. Ubicación de los campamentos.....	151
6.8.6. Restricciones de materiales y organismos que puedan introducirse en la zona.....	151
6.8.7. Toma o intromisión perjudicial sobre flora y fauna autóctona	152
6.8.8. Toma o traslado de cosas que el titular no haya llevado a la zona.....	152
6.8.9. Eliminación de desechos.....	152
6.8.10. Medidas para garantizar el cumplimiento de los objetivos y las finalidades del plan de gestión	152
6.8.11. Requisitos relativos a los informes	152
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS (ZAEF N° 148, 2015).....	153

6. ÁREAS PROTEGIDAS

Dentro de la región estudiada existe el “Área Especialmente Protegida” designada por el Comité Científico de Investigaciones Antárticas (SCAR-COMNAP) como “ASPA N° 148: Monte Flora, Bahía Esperanza, Península Antártica”.

En los siguientes apartados se incluye un resumen extendido del Plan de Gestión para dicha zona (ZAEP N° 148, 2015), realizado por la Dirección Nacional del Antártico-Instituto Antártico Argentino.

6.1. INTRODUCCIÓN

El motivo principal para designar al Monte Flora, bahía Esperanza, Península Antártica (63°25' de latitud S; 57°01' de longitud O, 0,3 km²) como Zona Antártica Especialmente Protegida (ZAEP) es proteger los valores científicos asociados con la rica flora fósil presente dentro de la Zona.

El Monte Flora se designó originalmente como “Sitio de Especial Interés Científico” en virtud de la Recomendación XV-6 (1989, SEIC N° 31) tras una propuesta del Reino Unido. Había sido designado debido a que “por su riqueza en flora fósil, el sitio reviste una importancia científica excepcional”. Fue una de las primeras floras fósiles descubiertas en la Antártida y desempeñó un papel significativo en la deducción de la historia geológica de la Península Antártica. Su larga historia como un sitio de fácil acceso y la gran cantidad de detritos fosilíferos cercanos a la costa, la hacen vulnerable a los recolectores de recuerdos y la cantidad de material disponible para investigaciones serias se ha agotado considerablemente. El Plan de Gestión pasó por una modificación sustancial en 2002 (Medida 1) que incluye cambios en los límites.

El geólogo Johann Gunnar Andersson descubrió el yacimiento del Monte Flora durante la Expedición Antártica Sueca (1901-1904). Su cabaña de piedra original en la que convivió con sus otros dos compañeros de expedición Düse y Grunden (Sitio y Monumento Histórico N° 39), aún se mantiene cerca de la punta Foca, Bahía Esperanza. El líder de la expedición, Otto Nordenskjöld, acuñó el nombre de Monte Flora (*Flora Berg*) tras las observaciones geológicas de Andersson, reconociéndolo como el primer lugar con presencia significativa de fósiles descubierto en Antártida. Más adelante la zona revistió una enorme importancia científica para interpretar las relaciones geológicas clave en la región.

La zona se encuentra aproximadamente a tres kilómetros al suroeste de las estaciones Esperanza (Argentina) y Teniente de Navío Ruperto Elichiribehety (Uruguay).

La Zona se enmarca dentro del contexto más amplio del sistema de Zonas Antárticas Protegidas como una de las pocas ZAEP que protegen principalmente los valores geológicos. La Resolución 3 (2008) recomendaba usar el Análisis de Dominios Ambientales para el continente antártico como modelo dinámico para identificar las zonas antárticas especialmente protegidas aplicando los criterios ambientales y geográficos sistemáticos referidos

en el Artículo 3(2) del anexo V del Protocolo (véase también Morgan *et al.*, 2007) Usando este modelo, la ZAEP 148 se encuentra dentro del Dominio ambiental A: Geológico del Norte de la Península Antártica (Morgan *et al.*, 2007). La ZAEP 148 se encuentra dentro de la Región Biogeográfica de Conservación Antártica (RBCA) 1 al NE de la Península Antártica.

6.2. DESCRIPCIÓN DE LOS VALORES QUE REQUIEREN PROTECCIÓN

Los valores dentro de la Zona se señalan de la siguiente manera:

- El Monte Flora posee valores científicos e históricos importantes asociados con este significativo patrimonio geológico de Antártida.
- El Monte Flora se caracteriza por tres formaciones geológicas diferentes: la Fm Hope Bay (Grupo Trinity Península), que está separada por una discordancia de los lechos vegetales suprayacentes, levemente inclinados; la Fm Mount Flora (Grupo Botany Bay), sobre los cuales, a su vez, se superponen las ignimbritas y tobas soldadas de la tercera; y la Fm Kenney Glacier (Grupo Volcánico Graham Land). Las relaciones entre estas formaciones han sido fundamentales para determinar la edad de los lechos vegetales, lo que ha sido vital para la interpretación de la geología de la Península Antártica.
- Históricamente, el sitio ha desempeñado un papel importante para las comparaciones con otras floras del hemisferio sur.
- Esta flora fósil ha sido importante para proporcionar datos paleoclimáticos del Mesozoico en una región donde generalmente se posee escasa información al respecto.
- El Monte Flora contiene una de las pocas floras fósiles conocidas del período Jurásico en la Antártida y es el único sitio que ha sido relativamente bien estudiado y documentado. Las asociaciones de plantas mesozoicas del Monte Flora incluyen miembros de las especies esfenofitas, helechos, cicadofitas, (cicadas y benetitas) pteridospermales y coníferas. Las muestras de estos fósiles han servido como fuente principal de referencia para varios estudios sobre paleobotánica de los períodos Jurásico y Cretácico.

6.3. FINALIDADES Y OBJETIVOS

La gestión del Monte Flora tiene por finalidad:

- Evitar la degradación de, o el riesgo importante para, los valores de la Zona impidiendo en ella toda interferencia humana innecesaria, el acceso no controlado y la recolección (muestreo) inadecuado de material geológico;
- Permitir la investigación científica geológica y paleontológica, al mismo tiempo que se protege la zona de la toma excesiva de muestras;

- Permitir otras investigaciones científicas siempre que no comprometan los valores por los cuales se protege la Zona;
- Permitir las investigaciones científicas en la Zona siempre que sean indispensables y que no puedan realizarse en otro lugar;
- Permitir visitas con fines de gestión para facilitar el cumplimiento de los objetivos del Plan de Gestión.

6.4. ACTIVIDADES DE GESTIÓN

Se deberán emprender las siguientes actividades de gestión en aras de proteger los valores de la Zona:

- Se expondrá visiblemente en las estaciones Esperanza (Argentina) y Teniente de Navío Ruperto Elichiribehety (Uruguay) un mapa que señale la ubicación de la zona, mencionando las restricciones que rigen, y se mantendrán allí copias del presente Plan de Gestión;
- Las personas que deseen escalar el Monte Flora deben recibir instrucciones de no entrar a la Zona sin un permiso expedido por la autoridad competente.
- Deberían asegurarse los señalizadores, carteles u otras estructuras erigidas en la Zona con fines científicos o de gestión, y ser mantenidos en buen estado.
- En el mayor grado posible deberá retirarse todo equipo abandonado, siempre y cuando ello no se produzca un impacto negativo en los valores de la Zona.
- Los expertos realizarán las visitas necesarias a la Zona para determinar si continúa sirviendo a los fines para los cuales fue designada y para cerciorarse de que las actividades de gestión y mantenimiento sean apropiadas. Fuera del terreno, también se realizará un trabajo de evaluación para considerar los informes posteriores a las visitas a la ZAEP y la información disponible sobre la recolección de fósiles dentro de la Zona.
- Si el hielo glacial de las cercanías continúa retirándose, tal como ha ocurrido en los últimos años, se espera una exposición creciente de las rocas fosilíferas del Monte Flora. Es menester realizar una actualización periódica de los límites a fin de cerciorarse de que cualquier roca fosilífera que quede expuesta sea incluida dentro de la Zona, lo que debiera ser considerado en el momento de la revisión del Plan de Gestión.
- Se mantendrá un registro de la recolección de fósiles del Monte Flora basado en los informes sobre visitas, para evaluar de la mejor manera el otorgamiento de permisos y para reducir al mínimo el muestreo excesivo (véase el epígrafe 6.8)

6.5. PERIODO DE DESIGNACIÓN

Designación con período de vigencia indefinida.

6.6. MAPAS

Mapa 1: ZAEP del Monte Flora N° 148 con relación a bahía Esperanza, península Trinidad, y las islas Shetland del Sur, que muestra la ubicación de las zonas protegidas más cercanas. También se muestra la ubicación de las bases Esperanza (Argentina) y Teniente de Navío Ruperto Elichiribehety (Uruguay). Recuadro: ubicación del Monte Flora en la Península Antártica.

Mapa 2: ZAEP Monte Flora N° 148, bahía Esperanza, mapa topográfico. Especificaciones cartográficas: Proyección: Cónica conforme de Lambert; Paralelos de referencia: primero 76°40'S; segundo 63°20'S Meridiano central: 57°02'O; Latitud de origen: 70°00'S; Esferoide: WGS84. Nivel de referencia vertical: nivel medio del mar. Intervalo de curvas de nivel: 25 m. Exactitud horizontal y vertical desconocidas. Nota: la topografía y las posiciones se basan en los datos de levantamiento de los años 1950 y se sabe que las posiciones reales son erróneas por hasta 500 m. Los bordes de hielo se proporcionan basados en fotografías aéreas de 1999.

Mapa 3: ZAEP del Monte Flora N° 148, mapa geológico, adaptado del "Mapa Geológico de Bahía Esperanza, (Escala 1:10.000), publicado por el Instituto Geológico y Minero de España, y el Instituto Antártico Argentino (Montes *et al.*, 2013).

6.7. DESCRIPCIÓN DE LA ZONA

6.7.1. Descripción general

El Monte Flora (63°25' S; 57°01'O de 0,3 km²) está situado en el flanco sudeste de bahía Esperanza, en la extremidad septentrional de la península Trinidad, Península Antártica (Mapa 1). La cumbre del Monte Flora (520 m) se encuentra aproximadamente a 1 km de la costa sur de bahía Esperanza. Hay cuatro glaciares que rodean al Monte Flora. El glaciar Flora se extiende desde el circo glacial debajo de la cumbre del Monte Flora en dirección noreste a lo largo de un kilómetro antes de penetrar en un glaciar más grande que flanquea las pendientes este y sur del Monte Flora y que se extiende hacia el noreste desde pico Pirámide (565 m) (Mapa 2). Las laderas occidentales del Monte Flora están delimitadas por el glaciar Kenney, que se une al glaciar Depot antes de penetrar en la cabecera de bahía Esperanza. El pico Pirámide es un monte característico a 1,5 km al SSE del Monte Flora. Al norte de la zona se encuentra el valle libre de hielo Cinco Lagunas y las colinas Scar, y al noreste está la laguna Boeckella.

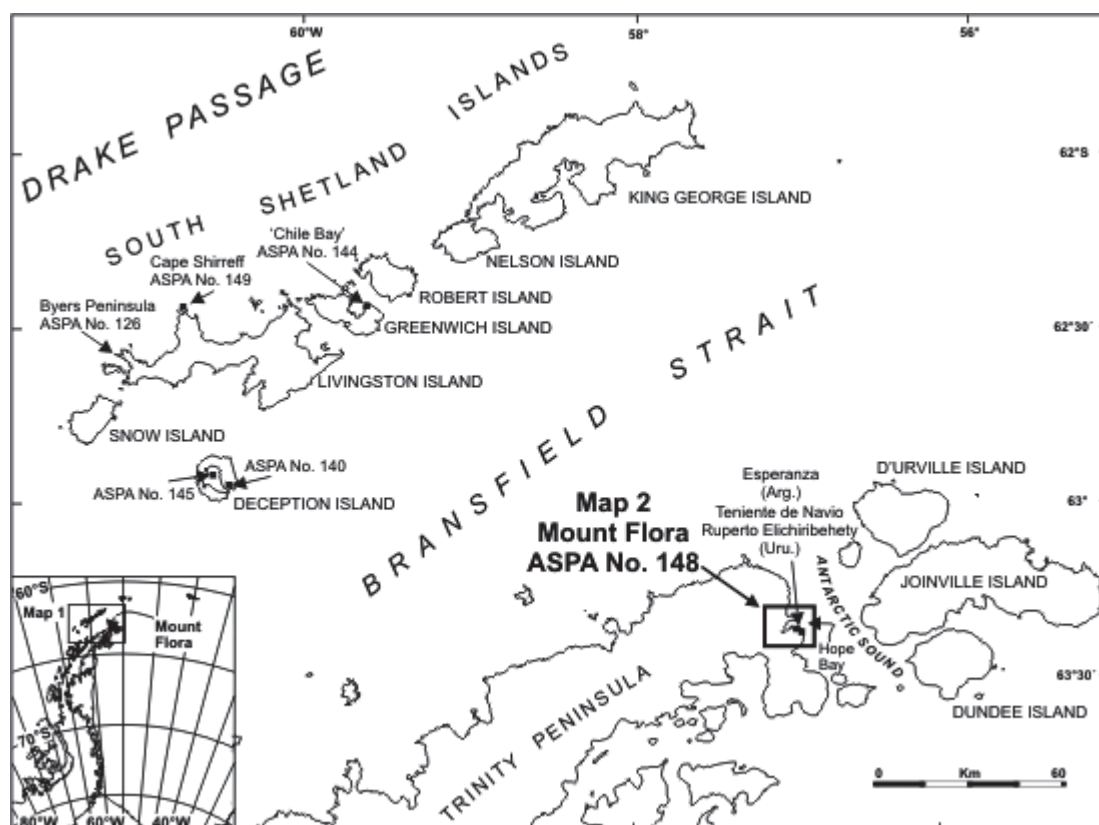
6.7.2. Límites

Los límites establecidos en el Plan de Gestión original fueron rectificadas durante la revisión del Plan de Gestión de 2002 a fin de incluir todos los afloramientos conocidos de estratos fosilíferos que se encuentran en las laderas septentrionales del Monte Flora. La cresta de la cumbre y el pico más alto del Monte Flora (520 m), que anteriormente estaban dentro de los límites, están compuestos de rocas volcánicas no fosilíferas y han sido excluidos de la Zona. Los límites van desde la cima norte del Monte Flora (516 m), el punto más alto del límite, en dirección oeste bajando la cresta hacia el glaciar Kenney; el margen este del glaciar Kenney en dirección norte hasta el contorno de 150 m; en dirección este a lo largo del contorno de 150 m hasta el margen noroeste del glaciar Flora; el margen noroeste del glaciar Flora en dirección suroeste hasta la cresta que lleva en dirección oeste hasta la cima del Monte Flora. Cuando están presentes, los márgenes del glaciar, los afloramientos más bajos, la cresta occidental y la cima norte del Monte Flora, forman características visuales obvias que indican los límites: aparte de esto, la zona no tiene marcas.

Las coordenadas de los límites de la Zona, desde la cima norte del Monte Flora y moviéndose hacia la derecha, se muestran en el Cuadro 1. El área se encuentra contorneada en el Mapa 3.

6.7.3. Geología, Paleontología y Clima

Ver "Capítulo 2.- *Estratigrafía*" y "Capítulo 5.- *Geomorfología*", de la Memoria.



Mapa 1.- ZAAP del Monte Flora N° 148 con relación a bahía Esperanza, península Trinidad y las islas Shetland del Sur, que muestra la ubicación de las zonas protegidas más cercanas. También se muestra la ubicación de las bases Esperanza (Argentina) y Teniente de Navío Ruperto Elichiribehety (Uruguay). Recuadro: ubicación del Monte Flora en la Península Antártica.

Cantidad	Latitud	Longitud
1	63°25'01,6" S	057°01'44,6" O
2	63°24'52,7" S	057°01'58,4" O
3	63°24'49,2" S	057°01'47,5" O
4	63°24'42,5" S	057°00'51,8" O
5	63°24'47,9" S	057°01'12,0" O
6	63°24'54,4" S	057°01'19,4" O
7	63°24'54,8" S	057°01'31,0" O

Cuadro 1.- Coordenadas de los límites de la ZAAP N° 148, Monte Flora, bahía Esperanza, Península Antártica.

6.7.4. Biología terrestre y de agua dulce

La flora viviente dentro de la zona es escasa y está muy dispersa. Si bien no se ha realizado un levantamiento florístico completo, se ha podido identificar la presencia de varias especies de musgos y de líquenes.

Las especies de musgo identificadas son: *Andreaea gainii*, *Bryum argenteum*, *Ceratodon purpureus*, *Hennediella heimii*, *Pohlia nutans*, *Sanionia uncinata*, *Schistidium antarctici* y *Syntrichia princeps*.

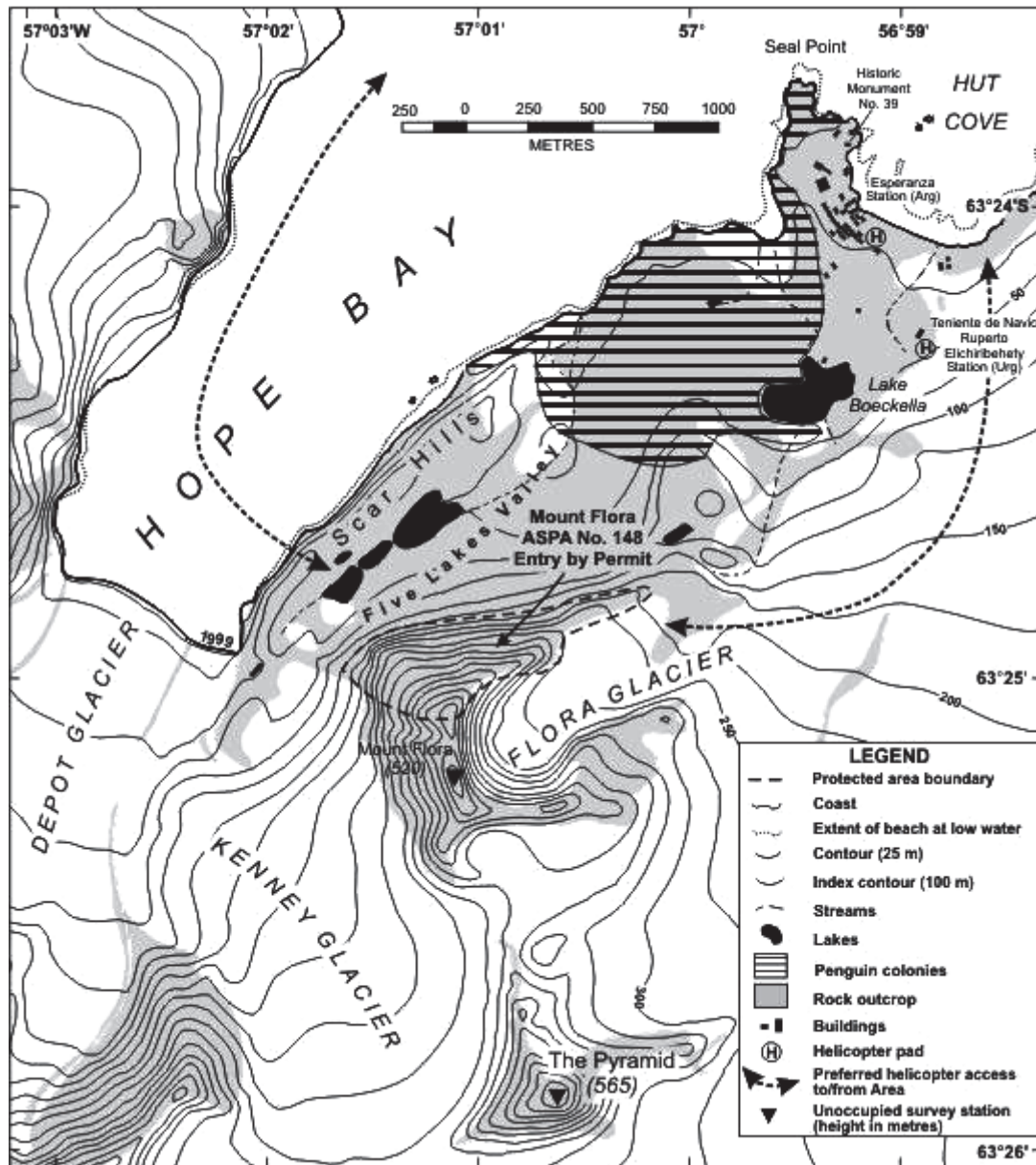
Las especies de líquen identificadas son: *Acarospora macrocyclos*, *Buellia anisomera*, *Buellia spp.*, *Caloplaca spp.*, *Candelariella vitellina*, *Cladonia pocillum*, *Haematomma erythromma*, *Physcia caesia*,

Pleopsidium chlorophanum, *Pseudephebe minuscula*, *Rhizocarpon geographicum*, *Rhizoplaca aspidophora*, *Stereocaulon antarcticum*, *Tremolecia atrata*, *Umbilicaria antarctica*, *Umbilicaria decussata*, *Umbilicaria kappenii*, *Usnea antarctica*, *Xanthoria candelaria* y *Xanthoria elegans*. No hay arroyos o lagos permanentes dentro de la zona.

No existe información sobre las comunidades microbianas o de fauna invertebrada que se encuentran en el Monte Flora.

6.7.5. Aves reproductoras

Se posee poca información sobre la avifauna presente en el Monte Flora, aunque un informe sobre los sitios de anidamiento



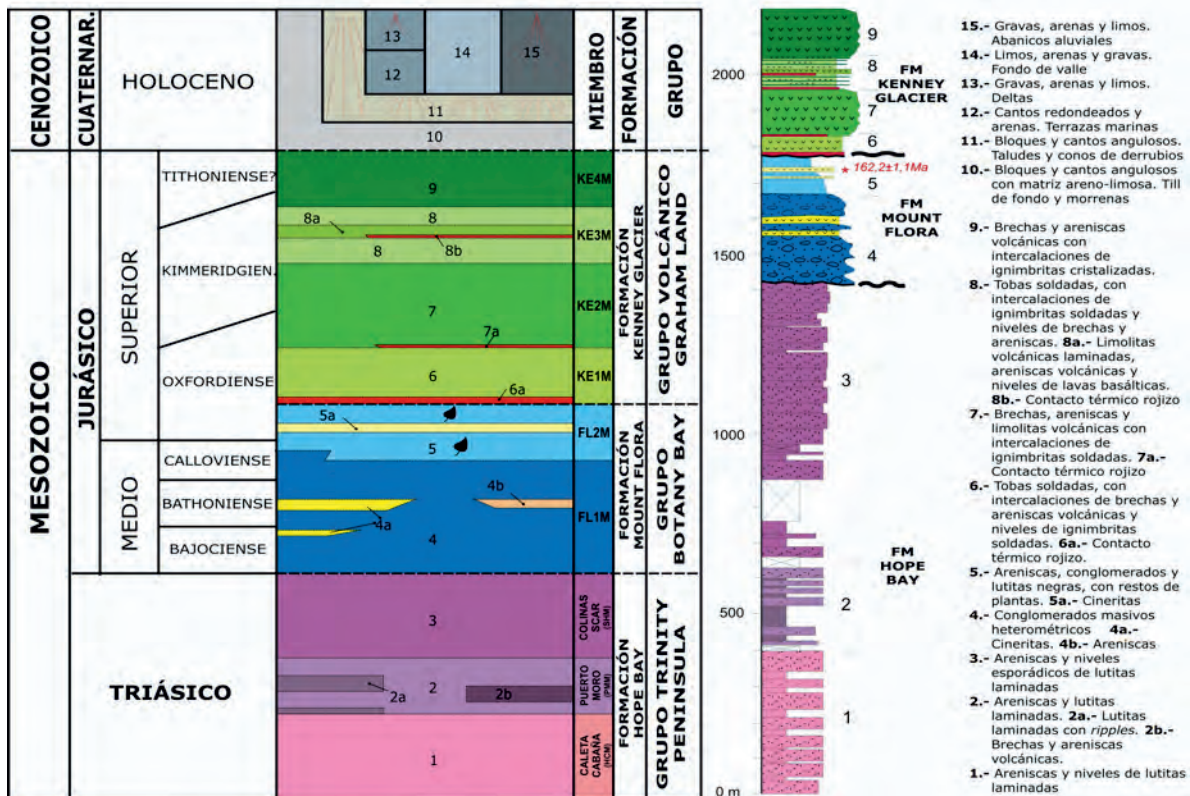
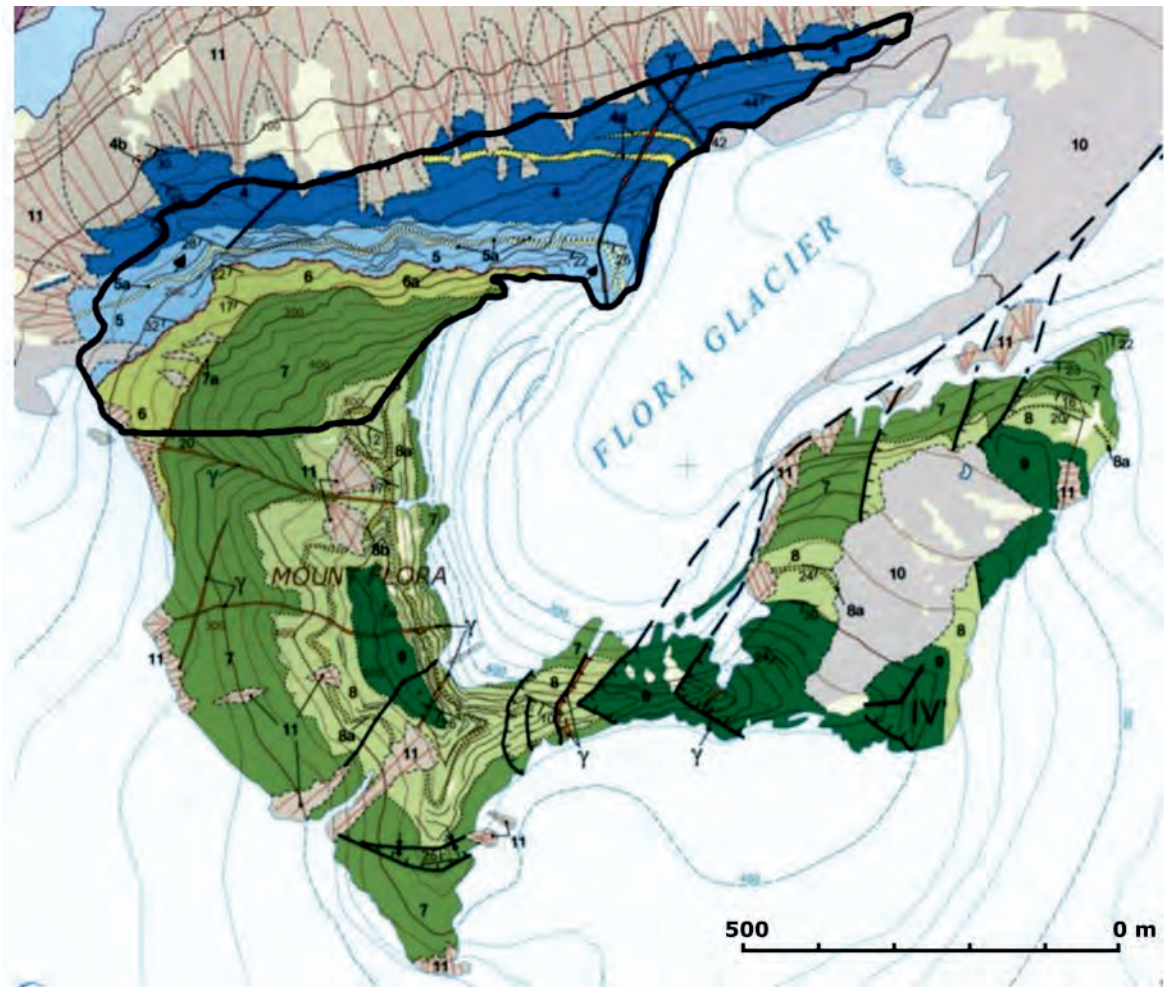
Mapa 2.- ZAEP Monte Flora N° 148, bahía Esperanza, mapa topográfico. Especificaciones cartográficas: Proyección: Cónica conforme de Lambert; Paralelos de referencia: primero 76°40' S; segundo 63°20' S Meridiano central: 57°02' O; Latitud de origen: 70°00' S; Esferoide: WGS84. Nivel de referencia vertical: nivel medio del mar. Intervalo de curvas de nivel: 25 m. Exactitud horizontal y vertical desconocidas. Nota: la topografía y las posiciones se basan en los datos de levantamiento de los años 1950 y se sabe que las posiciones reales son erróneas por hasta 500 m. Los bordes de hielo se proporcionan basados en fotografías aéreas de 1999.

exactos de algunas especies sugería que es poco probable que las aves se reproduzcan dentro de la Zona (Marshall, 1945). No obstante, las aves reproductoras de bahía Esperanza han sido generalmente bien estudiadas.

Argentina ha observado las colonias de pingüinos desde principios de los años 1990. Parte de una de las mayores colonias de pingüinos de Adelia (*Pygoscelis adeliae*) en la Península Antártica,

la que llega a unas 102.000 parejas, se encuentra a unos 500 m al noreste de la Zona (Santos *et al.*, 2013, Mapa 2).

Otras aves que se reproducen en bahía Esperanza incluyen a unas 500 parejas de pingüinos de pico rojo (*Pygoscelis papua*) (Programa de Observación de Argentina), skúas pardas (*Catharacta loennbergi*), skúa polares (*Catharacta maccormicki*), gaviotín antártico (*Sterna vittata*), petreles de Wilson (*Oceanites oceanicus*),



Mapa 3.- ZAEF del Monte Flora N° 148, mapa geológico, adaptado del "Mapa Geológico de Bahía Esperanza" Escala 1:10.000 (Montes et al., 2013), publicado por el Instituto Geológico y Minero de España y el Instituto Antártico Argentino El bosquejo cartográfico se encuentra orientado con el norte en la parte superior del mapa. El área que se muestra en el mapa es de aproximadamente 1,5 Km² en total. La leyenda es la del Mapa Geológico modificada en esta Memoria.

gaviota cocinera (*Larus dominicanus*), y palomas antárticas (*Chionis alba*). Se puede obtener mayor información sobre las aves reproductoras que anidan en las cercanías del Monte Flora en Argentina (1997), Santos *et al.*, (2013) y Coria y Montalti (1993).

6.7.6. Actividades humanas e impacto

El Monte Flora fue descubierto en 1903 por Johann Gunnar Andersson, miembro de la expedición sueca al Polo Sur de 1901-1904 que exploró y trazó cartográficamente casi toda la parte norte de la Península Antártica. Andersson recolectó especímenes fósiles y mineralógicos en el Monte Flora, mientras se encontraba perdido y esperando su rescate en bahía Esperanza durante el invierno de 1903. Andersson y sus compañeros pasaron el invierno en una cabaña de piedra (Sitio y Monumento Histórico N° 39). El líder de la expedición era Otto Nordenskjöld, fue quien acuñó el nombre del Monte Flora a raíz de los hallazgos geológicos llevados a cabo por Andersson. En 1945, el Reino Unido estableció la "Station D" en bahía Esperanza como parte de su "Operación Tabarin". La estación funcionó hasta febrero de 1964 con una dotación de 7-19 personas durante el invierno. En 1997, la "Station D" fue transferida desde el Reino Unido a Uruguay y se le dio el nombre de estación Teniente de Navío Ruperto Elichiribehety. Argentina estableció la estación Esperanza el 31 de diciembre de 1951 y ha operado continuamente desde entonces, con un personal de aproximadamente 50 personas en invierno y 70 durante el verano, dedicadas al estudio de disciplinas científicas tan diversas como la Sismología, la Geología, la Geomorfología y la observación de diferentes parámetros del ecosistema y la contaminación.

El Monte Flora fue designado en 1989 como "Sitio de Especial Interés Científico" debido a que se temía que los mejores ejemplos de fósiles de la zona estaban siendo recolectados por visitantes esporádicos y que, por ende, se perderían para la ciencia.

6.7.6.1. Acceso a la zona

Todo acceso a las zonas se debe realizar a pie. Se puede acceder fácilmente a las laderas inferiores del Monte Flora desde las estaciones de investigación locales y desde bahía Esperanza. Sin embargo, llegar al límite de la ZAEP y llegar más allá de este, implica una caminata de alta exigencia debido a la naturaleza empinada del terreno local. Para tener acceso a la Zona se debe seguir el terreno relativamente plano al sur de la estación Esperanza hasta la laguna Boeckella. Desde allí, se sigue un sendero que va en dirección sur hacia el extremo este de la ZAEP, donde se puede acceder a través del terreno menos empinado (véase el Mapa 2).

Están prohibidos los aterrizajes de helicópteros en la Zona, excepto en condiciones de emergencia, (ver epígrafe: 6.8.- Acceso a la zona y desplazamientos en su interior o sobre ella).

6.7.6.2. Ubicación de estructuras dentro de la zona y adyacentes a la misma

No hay estructuras dentro de la zona. Las estaciones de investigación científica más cercanas son la Base Esperanza (Argentina) (a 63°24' de latitud S; 56°59' de longitud O) y la Base Teniente de Navío Ruperto Elichiribehety (Uruguay) (a 63°24' de latitud S; 56°59' de longitud O), ambas ubicadas a unos 1,5 km al noreste de la zona. Los restos de la base británica, incendiada en 1948, se encuentran a unos 300 m al noreste de la base uruguaya. Las tumbas de dos británicos que fallecieron durante el incendio están ubicadas en un pequeño promontorio a unos 300 metros al norte de la base uruguaya. Dos refugios, administrados por Argentina, se encuentran ubicados al este del Monte Flora (a

63°25'10" de latitud S, 56°59'50" de longitud O y 63°27'36" de latitud S, 57°11'14" de longitud O).

6.7.6.3. Ubicación de otras zonas protegidas en las cercanías

Las zonas protegidas más cercanas al Monte Flora son la península Potter (ZAEP N° 132), costa oeste de la bahía Almirantazgo (ZAEP N° 128), Lions Rump (ZAEP N° 151) y Punta Narębski, península Barton (ZAEP N° 171), que se encuentran ubicadas en la isla 25 de Mayo (isla Rey Jorge), islas Shetland del Sur, a aproximadamente 150 km al oeste (Mapa 1). Además de estas, en la zona de bahía Esperanza existen: una cabaña de piedra (Sitio y Monumento Histórico N° 39) construida por miembros de la Expedición antártica sueca; un busto del General San Martín; una gruta con una estatua de la Virgen de Luján y un mástil de bandera erigido por Argentina en 1955, junto a un cementerio con estela en memoria de los miembros de las expediciones argentinas que murieron en la Zona (Sitio y Monumento Histórico N° 40) (Mapa 2).

6.8. TÉRMINOS Y CONDICIONES PARA LOS PERMISOS DE ENTRADA

6.8.1. Condiciones generales para la expedición de permisos

Se prohíbe el ingreso en la Zona excepto con un permiso expedido por una autoridad nacional pertinente designadas de acuerdo con el artículo 7 del Anexo V del Protocolo al Tratado Antártico sobre Protección del Medio Ambiente.

Las condiciones para la expedición de un permiso de ingreso a la Zona son las siguientes:

- Se expide solo para actividades científicas indispensables que no puedan realizarse en otro lugar o con fines de gestión de la Zona.
- Que toda actividad de gestión facilite el cumplimiento de los objetivos del Plan de Gestión.
- Las actividades permitidas deberán atenerse a este Plan de Gestión.
- Las actividades permitidas darán la correspondiente consideración mediante el proceso de evaluación del impacto ambiental para garantizar la protección continua de los valores científicos e históricos de la Zona.
- En caso de que el solicitante del permiso propusiera recolectar especímenes de rocas, antes de que se le expida el permiso, éste debe demostrar a la autoridad nacional competente que la investigación que se propone llevar a cabo no puede ser cabalmente realizada con las muestras ya recolectadas y conservadas en las distintas colecciones que existen en el mundo.
- Se deberá llevar el permiso, o una copia autorizada de este, dentro de la Zona.
- Se deberá presentar un informe de la visita a las autoridades indicadas en el permiso.
- Los permisos serán expedidos por un período determinado.
- Se debería avisar a la autoridad pertinente sobre cualquier actividad o medida que no esté comprendida en el permiso.

6.8.2. Acceso a la zona y desplazamientos en su interior y sobre ella

Para el acceso a la zona han de tenerse en cuenta las siguientes consideraciones:

- El acceso y circulación dentro de la Zona deberán efectuarse a pie.
- Debido a la inclinación del terreno, que complica el aterrizaje de un helicóptero dentro de la Zona, no se permite el acceso de helicópteros, excepto en caso de emergencia. En una emergencia, y si la condición del viento lo permite, un helicóptero puede ingresar a la ZAEP, preferentemente sin aterrizar, para realizar un rescate. Si se considera necesario o útil para el tipo de emergencia en cuestión, el helicóptero puede aterrizar en el glaciar Flora. Si llegara a producirse una emergencia que requiere el uso de un helicóptero, se recomiendan las rutas de vuelo de helicóptero que se muestran en el Mapa 2. Asimismo, no se recomiendan los aterrizajes de helicóptero en los alrededores, debido a la alta concentración de aves que anidan en las cercanías del Monte Flora. El lugar de aterrizaje recomendado es el helipuerto de la estación Esperanza (véase el Mapa 2). También se deben consultar las "Directrices para la operación de aeronaves cerca de las concentraciones de aves" contenidas en la Resolución 2 (2004).
- Se prohíbe la circulación de vehículos terrestres en la Zona.
- El tráfico peatonal debe ser mínimo, conforme a los objetivos de las actividades permitidas y se deberá realizar el máximo esfuerzo para reducir a un mínimo los efectos de las pisadas tales como la rotura de rocas, especialmente las rocas del lugar.

6.8.3. Actividades que pueden llevarse a cabo dentro de la zona

Las actividades que pueden llevarse a cabo dentro de la Zona incluyen las siguientes:

- Investigación científica indispensable que no pueda realizarse en otro lugar.
- Investigaciones científicas que no perjudiquen los valores científicos de la zona.
- Actividades indispensables de gestión, incluida la observación.

Cuando se realice muestreo geológico, este debería, como norma mínima, hacerse de acuerdo con los siguientes principios:

1. El muestreo debe realizarse con la mínima alteración práctica.
2. La toma de muestra debe ser la mínima necesaria para lograr los objetivos de la investigación.
3. Deben dejarse suficientes materiales/especímenes para permitir que los futuros trabajadores entiendan el contexto del material.
4. Los lugares de muestreo deben quedar libres de marcas (pintu, etiquetas, etc.).
5. Los especímenes deben ser conservados en un repositorio reconocido una vez que el proyecto concluya.

6. En los informes sobre visitas presentados a la autoridad nacional correspondiente debe suministrarse en forma pormenorizada información acerca de la ubicación GPS de los sitios de recolección, el volumen/peso, la orientación de la muestra y el tipo de materiales recolectados, y el lugar donde se almacenará el material retirado.
7. Además, debe entregarse una copia de esa información a las Partes proponentes, para facilitar la revisión del Plan de Gestión y para facilitar que se proporcione asesoría a las demás Partes en relación con la existencia de materiales en los repositorios geológicos, con el fin de reducir a un mínimo los nuevos o adicionales muestreos innecesarios.

6.8.4. Instalación, modificación o desmantelamiento de estructuras

No se han de erigir estructuras nuevas ni se instalarán equipos científicos al interior de la Zona, salvo por motivos indispensables de investigación científica o motivos de gestión y por un periodo predeterminado, especificados en un permiso. Se prohíbe erigir estructuras permanentes. Todos los marcadores, estructuras o equipos científicos instalados en la Zona deben estar claramente identificados, indicando el país al que pertenecen, el nombre del investigador principal u organismo investigador, el año de instalación y la fecha prevista para su desmantelamiento. Todos estos elementos deberían estar libres de organismos, propágulos (por ejemplo, semillas y huevos) y de suelo no estéril, y deberían estar confeccionados con materiales que soporten las condiciones ambientales y que representen el mínimo riesgo posible de contaminación de la Zona. El retiro de todo el equipo específico cuyo permiso haya vencido será una condición para el otorgamiento del permiso.

6.8.5. Ubicación de los campamentos

Se prohíben los campamentos dentro de la Zona.

6.8.6. Restricciones de materiales y organismos que puedan introducirse en la zona

Además de los requisitos del Protocolo al Tratado Antártico sobre Protección del Medio Ambiente, las restricciones relativas a los materiales y organismos que puedan introducirse en la Zona son las siguientes:

- No se permitirá la introducción deliberada de animales, material vegetal, microorganismos y suelos no estériles a la Zona. Deben tomarse precauciones a fin de evitar la introducción accidental de animales, material vegetal, microorganismos y suelos no estériles provenientes de otras regiones con características biológicas distintas (dentro de la Antártida o fuera del área comprendida en el Tratado Antártico). Asimismo, todas las herramientas (taladros, picos, palas, martillos geológicos, etc.) se deben limpiar minuciosamente antes de llevarlos a la Antártida, especialmente las herramientas que se han usado anteriormente en zonas de gran altura y latitud fuera de la zona del Tratado Antártico.
- No se deben introducir a la Zona herbicidas ni otros pesticidas.
- Cualquier otro producto químico, como por ejemplo, radionucleidos o isótopos estables, que pueda introducirse con fines científicos o de gestión especificados en el permiso, debe ser retirado de la Zona al concluir la actividad para la que se concedió el permiso, o antes.

- No deben almacenarse combustibles ni otros productos químicos en la Zona, salvo que esto se haya autorizado específicamente en las condiciones del permiso. Estos deben almacenarse y manipularse de manera de reducir al mínimo el riesgo de su introducción accidental en el medioambiente.
- Los materiales que se introduzcan en la Zona deberán permanecer en ella sólo por un periodo determinado y deben desmantelarse al concluir el periodo establecido. Si se producen vertimientos que puedan comprometer los valores de la Zona, se recomienda extraer el material únicamente si es poco probable que el impacto de dicho retiro sea mayor que el de dejar el material *in situ*.
- Se deberá informar a la autoridad pertinente sobre la liberación de cualquier material que no se haya retirado y que no esté incluido en el permiso.

6.8.7. Toma o intromisión perjudicial sobre flora y fauna autóctona

Están prohibidas la toma de flora y fauna autóctonas o su intromisión perjudicial, salvo en conformidad con un permiso expedido de acuerdo al Anexo II del Protocolo al Tratado Antártico sobre Protección del Medio Ambiente. En caso de toma de animales o intromisión perjudicial, se deberá usar como norma mínima el "Código de Conducta del SCAR" para el uso de animales con fines científicos en la Antártida.

6.8.8. Toma o traslado de cosas que el titular no haya llevado a la zona

Se puede recolectar o retirar material de la Zona solo en conformidad con un permiso y esto debe limitarse al mínimo necesario para cumplir con las necesidades administrativas o científicas (véanse las secciones *Actividades que pueden llevarse a cabo dentro de la zona* y *Medidas que puedan requerirse para garantizar el continuo cumplimiento de los objetivos y las finalidades del Plan de Gestión*). No se otorgarán permisos si hay razones para pensar que el muestreo propuesto podría tomar, retirar o dañar cantidades tales de rocas fosilíferas, que su abundancia en el Monte Flora se viera significativamente afectada. Otros materiales de origen humano susceptibles de comprometer los valores de la Zona

y que no hayan sido ingresados a esta por el titular del permiso, o que haya sido autorizado de alguna otra manera, pueden ser retirados de la Zona, a menos que el impacto ambiental provocado por su retiro sea mayor que los efectos que pueda ocasionar dicho material en el lugar. Si ese es el caso se debe notificar a la autoridad nacional correspondiente y se debe obtener aprobación.

6.8.9. Eliminación de desechos

Todos los desechos, incluso los desechos humanos, deberán ser retirados de la Zona de conformidad con el Anexo III (Gestión y eliminación de los residuos) del "Protocolo al Tratado Antártico sobre Protección del Medio Ambiente" (1998).

6.8.10. Medidas para garantizar el cumplimiento de los objetivos y las finalidades del plan de gestión

En vista del hecho de que el muestreo geológico es permanente y tiene como resultado un impacto acumulativo, se deben tomar las siguientes medidas para salvaguardar los valores científicos de la Zona:

- Los visitantes que piensan llevarse muestras geológicas de la zona deben completar un registro que describa el tipo geológico y la cantidad y ubicación de las muestras recolectadas. Dicho registro como mínimo, debiera de ser depositado en el Centro Nacional de Datos Antárticos y/o en el Directorio Maestro Antártico.
- Para evitar la repetición en la toma de muestras, los visitantes que tienen la intención de recolectar muestras deben demostrar que están familiarizados con las recolecciones anteriores. Existen recolecciones de muestras en repositorios en todo el mundo, que se muestran en el Cuadro 2.

6.8.11. Requisitos relativos a los informes

El titular principal del permiso presentará a la autoridad nacional correspondiente un informe sobre cada visita a la Zona, en cuanto sea posible, y antes de los seis meses posteriores a la finalización de la visita.

Repositorios	Información/sitio web del repositorio
Museo Argentino de Ciencias Naturales, B. Rivadavia, Buenos Aires, Argentina	http://wander-argentina.com/natural-sciences-museum-buenos-aires/
Museo de Ciencias Naturales, La Plata, Argentina	http://www.welcomeargentina.com/laplata/museum-natural-sciences.html
Museo de Historia Natural de Londres, Londres, Reino Unido	http://www.nhm.ac.uk/visit-us/galleries/green-zone/minerals/index.html
British Antarctic Survey, Cambridge, Reino Unido	http://www.antarctica.ac.uk/bas_research/data/collections/terrestrial_geology.php
Museo Sueco de Historia Natural, Estocolmo	http://www.nrm.se/english.16_en.html
Byrd Polar Research Center Polar Rock Repository, Ohio, EE.UU.	http://bprc.osu.edu/rr/
Instituto de Ciencias Geológicas, Academia Polaca de Ciencias, Cracovia, Polonia	http://www.ing.pan.pl/index_E.htm
Departamento de Geología, Instituto de Geociencias, Universidad Federal de Rio de Janeiro, Brasil	http://www.geologia.ufrj.br/index.php?module=pagemaster&PAGE_user_op=view_page&PAGE_id=50

Cuadro 2.- Colecciones de muestras geológicas y paleontológicas del Monte Flora.

Dichos informes deberán incluir, según corresponda, la información identificada en el Formulario de Informes de Visita a una Zona Antártica Especialmente Protegida contenido en la Guía revisada para la Preparación de Planes de Gestión para las Zonas Antárticas Especialmente Protegidas (Apéndice 2). Entre otros detalles, el informe de visita debe incluir la información solicitada en el punto 6 de la sección *Actividades que se pueden llevar a cabo en la Zona de este Plan de Gestión*. Cuando sea posible, la

autoridad nacional también debería remitir una copia del informe de visitas a las Partes proponentes, a fin de ayudar en la administración de la Zona y en la revisión del Plan de Gestión. Siempre que sea posible, las Partes deberían depositar el informe de visitas original o sus copias en un archivo de acceso público, a fin de llevar un registro del uso que podrá emplearse en las revisiones del Plan de Gestión y en la organización del uso científico de la Zona.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS (ZAFP Nº 148, 2015)

- ANDERSSON, J.G. (1906): On the geology of Graham Land. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 7:19-71.
- BIBBY, J.S. (1966): The stratigraphy of part of north-east Graham Land and the James Ross Island group. *British Antarctic Survey Scientific Report*, 53.
- BIRKENMAJER, K. (1992): Trinity Peninsula Group (Permo-Triassic?) at Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 13 (3-4): 215-240.
- (1993a): Jurassic terrestrial clastics (Mount Flora Formation) at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, 41(1): 23-38.
- (1993b): Geology of late Mesozoic magmatic rocks at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, 41(1): 49-62.
- BIRKENMAJER, K. and OCIEPA, A. (2008): Plant-bearing Jurassic strata at Hope Bay, Antarctic Peninsula (West Antarctica); geology and fossil plant description. *Studia Geologica Polonica*, 128: 5-96.
- CEP DRAFT (2002): *Management Plan for Antarctic Specially Protected Area Nº. 148: Mount Flora, Hope Bay, Antarctic Peninsula*. 12 p.
- CORIA, N. and MONTALTI, D. (1993): Flying birds at Esperanza Bay, Antarctica. *Polish Polar Research*, 14(4): 433-439.
- CROFT, W.N. (1946): Notes on the geology of the Hope Bay area. Unpublished report, *British Antarctic Survey Archives* Ref AD6/2D/1946/G1.
- 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.
- FRANCIS, J.E. (1986): Growth rings in Cretaceous and Tertiary wood from Antarctica and their palaeoclimatic implications. *Palaeontology*, 29(4): 665-684.
- GEE, C.T. (1989): Revision of the late Jurassic/early Cretaceous flora from Hope Bay, Antarctica. *Palaeontographica*, 213(4-6): 149-214.
- GRIKUROV, G.E. and DIBNER, A.F. (1968): Novye dannye o Serii Trinita (C1-2) v zapadnoy Antarktide. [New data on the Trinity Series (C1-2) in West Antarctica.] *Doklady Akademi Nauk SSSR*: 179, 410-412. (traducción al inglés: *Proceedings of the Academy of Science SSSR (Geological Sciences)*, 179: 39-41.
- HALLE, T.G. (1913): The Mesozoic flora of Graham Land. *Wissenschaftliche ergebnisse der Schwedischen Südpolar-expedition 1901-1903*, 3(14).
- HATHWAY, B. (2000): Continental rift to back-arc basin: stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 417-432.
- MARSHALL, N.B. (1945): Informe anual Base D. Biology and Hydrography. *Informe inédito, archivos de British Antarctic Survey* Ref AD6/1D/1945/N2.
- MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M.; MARTÍN, F.N. y DEL VALLE, R. (2005): Geomorfología de la costa austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). *Geogaceta*, 38: 95-98.
- MONTES, M.; MARTÍN-SERRANO, A.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2005): Geología de la Costa Austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). *Geogaceta*, 38: 91-94.
- MONTES, M.; MARTÍN-SERRANO, A.; NOZAL, F.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. y DEL VALLE, R. (2013): Mapa Geológico 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.
- MOREL, E.M.; ARTABE, A.E.; GANUZA, D.G. y BREA, M. (1994): Las plantas fósiles de la Formación Monte Flora, en Bahía Botánica, Península Antártica, Argentina. 1. Dipteridaceae. *Ameghiniana*, 31: 23-31.
- MORGAN, F.; BARKER, G.; BRIGGS, C.; PRICE, R. y KEYS, H. (2007): *Informe final del Análisis de dominios ambientales para el continente antártico versión. 2.0*. Manaaki Whenua Landcare Research New Zealand Ltd, 89 p.
- NATHORST, A.G. (1906): On the upper Jurassic flora of Hope Bay, Graham Land. *Compte Rendus, 10th International Geological Congress, Mexico*, 10(2): 1269-1270.
- 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.
- OCIEPA, A. (2007): Jurassic liverworts from Mount Flora, Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 28(1): 31-36.
- OCIEPA, A. and BARBACKA, M. (2011): *Spesia antarctica* gen. et sp. nov. A new fertile fern spike from the Jurassic of Antarctica. *Polish Polar Research*, 32(1): 59-66.
- PANKHURST, R.J. (1983): Rb-Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula. In: *Antarctic Earth Science*. (Oliver, R., James, P. and Jago, J., eds.). Canberra, Australian Academy of Science: 367-371.
- PANKHURST, R.J.; LEAT, P.T.; SRUOGA, P.; RAPELA, C.W.; MARQUEZ, 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.
- REES, P.M. (1990): *Palaeobotanical contributions to the Mesozoic geology of the northern Antarctic Peninsula region*. Tesis de doctorado,

- inédita. Royal Holloway y Bedford New College, University of London.
- (1993a): Dipterid ferns from the Mesozoic of Antarctica and New Zealand and their stratigraphical significance. *Palaeontology*, 36(3): 637-656.
- (1993b). Caytoniales in early Jurassic floras from Antarctica. *Geobios*, 26(1): 33-42.
- (1993c): Revised interpretations of Mesozoic palaeogeography and volcanic arc evolution in the northern Antarctic Peninsula region. *Antarctic Science*, 5: 77-85.
- REES, P.M. and CLEAL, C.J. (1993): Marked Polymorphism in *Archangelskya furcata*, a pteridospermous frond from the Jurassic of Antarctica. *Special Papers in Palaeontology*, 49: 85-100.
- REES, P.M. and CLEAL, C.J. (2004): Lower Jurassic floras from Hope Bay and Botany Bay, Antarctica. *Special Papers in Palaeontology*, 72: 5-89.
- RILEY, T.R and LEAT, P.T. (1999): Large volume silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Gondwana: lithological and stratigraphical investigations from the Antarctic Peninsula. *Geological Magazine*, 136(1): 1-16.
- SANTOS, M.M.; CORIA, N.R.; BARRERA-ORO, E. and HINKE, J.T. (2013): Abundance estimation of Adélie penguins colony at Esperanza/Hope Bay. *WG- EMM 13/43 CCAMLR, Hobart, Australia*.
- SMELLIE, J.L. and MILLAR, I.L. (1995): New K-Ar isotopic ages of schists from Nordenskjold Coast, Antarctic Peninsula: oldest part of the Trinity Peninsula Group?. *Antarctic Science*, 7: 191-96.
- TAYLOR, B.J. (no date): Middle Jurassic plant material from Mount Flora, Hope Bay. Unpublished report, *British Antarctic Survey Archives Ref ES3/GY30/6/1*
- THOMSON, M. (1977): An annotated bibliography of the paleontology of Lesser Antarctica and the Scotia Ridge. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 20(5): 865-904.
- TORRES, T.; GALLEGUILLOS, H. y PHILIPPE, M. (2000): Maderas fósiles en el Monte Flora, Bahía Esperanza, Península Antártica. *Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, 9(2): 386-390.
- TRUSWELL, E., (1991): Antarctica: a history of terrestrial vegetation. *In: The geology of Antarctica*. (Tingey R.J., ed.) Oxford. Clarendon Press: 499-537.
- WOEHLER, E.J. (ed.) (1993): *The distribution and abundance of Antarctic and sub-Antarctic penguins*. SCAR, Cambridge.
- ZAEP N° 148 (2015): Plan de Gestión para la Zona Antártica Especialmente Protegida N° 148, Monte Flora, Bahía Esperanza, Península Antártica. *Dirección Nacional del Antártico, Informe final de la XXXVIII RCTA; Medida 8; 10 pp.* www.dna.gob.ar/userfiles/zaep_148.pdf.
- ZEUNER, F.E. (1959): Jurassic beetles from Graham Land, Antarctica. *Palaeontology*, 1(4): 407-409.

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), todo el apoyo logístico durante las Campañas Antárticas realizadas en los veranos australes entre los años 2004 y 2008.

Especialmente queremos destacar al Dr. Rodolfo del Valle, bajo cuya jefatura del área de Ciencias de la Tierra del IAA se llevaron a cabo las campañas sobre el terreno. Su decidido apoyo a las labores cartográficas y a la participación del equipo de investigadores internacionales en ellas, fue, sin duda, fundamental para llevarlas a buen término.

Se agradece asimismo, la estrecha colaboración prestada sobre el terreno por el personal logístico de la DNA, especialmente a Marcos Ríos y a Matilda González (*Machi*) y a los respectivos Jefes y dotaciones del Ejército Argentino de la Base Esperanza y del Grupo de Helicópteros Bell 212 de la Fuerza Aérea Argentina. Sin su ayuda, hubiera sido del todo imposible la realización de los trabajos de campo necesarios para la elaboración de las cartografías geológicas y el despliegue de los investigadores sobre el terreno. Agradecemos también la colaboración de los científicos e investigadores de diferentes disciplinas con los que se compartieron campañas, 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. Asimismo, tuvieron el apoyo del Instituto Antártico Argentino mediante proyectos internos anuales entre los años 2004-08, 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 Prospección Geocientífica del IGME, su particular y decidida apuesta por la creación de dicha serie cartográfica, cuyos primeros mapas se presentan en esta obra.

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

- ABDEL-RAHMAN, A.F.M. (1994): Nature of biotites from alkaline, calcalkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrology* 35: 525-541.
- ADIE, R.J. (1964): Geological history. In: *Antarctic Research* (Priestley, R., Adie, R. and Robin Q. eds.). Butterworth, London: 117-162.
- AITKENHEAD, N. (1975): The geology of the Düse Bay-Larsen Inlet area, North-East Graham Land (With particular reference to the Trinity Peninsula Series). *Science Reports of British Antarctic Survey*, 51: 62.
- ALBERTS, F.G. (1995): *Geographic Names of the Antarctic*. Second Edition, Names approved by the United States Board on Geographic Names, 1-834.
- ALLEN, A. (1966): A magnetic survey on north-east Trinity Peninsula, Graham Land. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 49: 1-32.
- ANDERSON, J.B.; SHIPP, S.S.; LOWE, A.L.; WELLNER, J.S. and MOSOLA, A.B. (2002): The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 49-70. DOI:10.1016/S0277-3791(01)00083-x.
- ANDERSSON, J.G. (1906): On the geology of Graham Land. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 7: 19-71.
- ARCHE, A., LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. and MARTÍNEZ DE PISÓN, E. (1991): Sedimentology of the Miers Bluff Formation, Livingston Island, South Shetland. *6th Int. Sympos. Antarct. Earth-Sci. Japan*. Abstracts: 20-24.
- BALDONI, A.M. (1986): Características generales de la megafloora, especialmente de la especie *Ptilophyllum antarcticum*, en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior de Antártida y Patagonia, Argentina. *Boletín IG-USP, Instituto de Geociencias, Univ. de Sao Paulo*, 17: 77-87.
- BAS (1958): British Antarctic Survey Aerophotographic collection, Falkland Islands and Dependencies (FIDASE). Photographic collection over Antarctic península. 1955-56 and 1956-57 southern summers. Tabarin Peninsula Track, frame nº 108. BAS, Antarctic Mapping Centre.
- (2017): British Antarctic Survey. History of Hope Bay (Station D). <https://www.bas.ac.uk/about/about-bas/our-history/british-research-stations-and-refuges/hope-bay-d/>.
- 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.
- BENTLEY, M.J. and ANDERSON, J.B. (1998): Glacial and marine geological evidence for the ice sheet configuration in the Weddell Sea Antarctic Peninsula region during The Last Glacial Maximum. *Antarctic Science*, 10(3): 309-325.
- BENTLEY, M.J.; FOGWILL, C.; KUBIK, P. and SUDGEN, D. (2006): Geomorphological evidence and cosmogenic $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of the Antarctic Peninsula Ice Sheet. *Geological Society of America Bulletin*, 118: 1149-1159.
- 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 pp.
- BIRKENMAJER, K. (1959): Classification of bedding in flysch and similar graded deposits. *Studia Geologica Polonica*, 3: 1-128.
- (1981): Lichenometric dating of raised marine beaches at Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences*, 29: 119-127.
- (1987): Report on the Polish geological investigations in the Antarctic Peninsula sector, West Antarctica, in 1984-1985. *Stud. Geol. Polon.*, 93: 113-122.
- (1988): Report on the Polish geological investigations in the Antarctic Peninsula sector, 1987-1988. *Polish Polar Research*, 9(4): 505-519.
- (1992a): Report on the Polish geological investigations in West Antarctica, summer 1990/91. *Pol. Polar Res.*, 12: 369-390.
- (1992b): Trinity Peninsula Group (Permo-Triassic?) at Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 13(3-4): 215-240.
- (1993a): Jurassic terrestrial clastics (Mount Flora Formation) at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, 41(1): 23-38.
- (1993b): Geology of late Mesozoic magmatic rocks at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences*, 41(1): 49-62.
- BIRKENMAJER, K. and DOKTOR, M. (1988): Sedimentary features of the Trinity Peninsula Group (Triassic?) at Paradise Harbour, Danco Coast, West Antarctica. Preliminary report. *Studia Geologica Polonica*, 95: 65-74.
- BIRKENMAJER, K. and OCIEPA, A. (2008): Plant-bearing Jurassic strata at Hope Bay, Antarctic Peninsula (West Antarctica); geology and fossil plant description. *Studia Geologica Polonica*, 128: 5-96.

- BIRKENMAJER, K.; GAZDZICKI, A.; KRAJEWSKI, K.; PRZYBYCIN, A.; SOLECKI, A.; TATUR, A. and YOON, H. (2005): First Cenozoic glaciers in West Antarctica. *Polish Polar Research*, 26(1): 3-12.
- BJÖRCK, S.; HAKANSSON, H.; OLSSON, S.; ELLIS-EVANS, C.; HUMLUM, O. and LIRIO, J.M. (1996): Late Holocene paleoclimatic records from lake sediments on James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113: 195-220.
- BJÖRCK, S.; SANDGREN, P. and ZALE, R. (1991): Late Holocene Tephrochronology of the Northern Antarctic Peninsula. *Quaternary Research*, 36: 322-328.
- 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.
- BOYNTON, W.V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. In: Rare earth element geochemistry. Henderson, P. (Editors), Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam. 63-114.
- BRADSHAW, J.D.; VAUGHAN, A.P.M. y TROUW, R.A.J. (2003): The View Point conglomerates: a probable upper fan deposit in the accretionary wedge of the Triassic Trinity Peninsula Group, northern Antarctic Peninsula. In: *Terra Nostra* (Fütterer, D.K., ed.), 9^o International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Abstracts: 38, Potsdam.
- BRYAN, S.E.; CONSTANTINE, A.E.; STEPHENS, C.J.; EWART, A.; SCHON, R.W. and PARIANOS, J. (1997): Early Cretaceous volcano-sedimentary successions along the eastern Australian continental margin: Implications for the break-up of eastern Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 153: 85-102.
- CANTRILL, D.J. (2000a): A new macroflora from the South Orkney Islands, Antarctica: evidence of an Early to Middle Jurassic age for the Powell Island Conglomerate. *Antarctic Science*, 12: 185-195.
- CAS, R. and WRIGHT, J. (1987): *Volcanic successions*. Allen and Unwind. London. 528 p.
- CASTILLO, P. (2011): *Proveniencia sedimentaria del Grupo Península Trinidad, Península Antártica*. Tesis doctoral. Universidad de Chile. Santiago de Chile, 148 p.
- CEP DRAFT (2002): Management Plan for Antarctic Specially Protected Area No 148. Mount Flora, Hope bay, Antarctic Peninsula. *SCAR Bulletin*, 151: 12 p. www.nsf.gov/od/opp/antarctica/nsf01151/aca2_spa148.pdf.
- CLEVIS, Q.; DE BOER, P. and WACHTER, M. (2003): Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 163: 85-110.
- COLOMBO, F. y MARTÍ, J. (1992): Depósitos Volcano-sedimentarios. In: *Sedimentología* (Arche, A., ed.). CSIC. Colección Nuevas Tendencias, 2: 273-347.
- CORIA, N. and MONTALTI, D. (1993): Flying birds at Esperanza Bay, Antarctica. *Polish Polar Research*, 14(4): 433-439.
- CROFT, W.N. (1946): Notes on the geology of the Hope Bay area. Unpublished report, *British Antarctic Survey Archives Ref AD6/2D/1946/G1*.
- CURL, J. (1980): *A glacial history of the South Shetland Islands, Antarctica*. Columbus: Institute of Polar Studies. Ohio State University. *Institute of Polar Studies Report*, 63: 129 p.
- DALZIEL, L.W. (1984): Tectonic evolution of a forearc terrane, Southern Scotia Ridge, Antarctica. *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 200: 1-32.
- DALZIEL, L.W. and ELLIOT, D. (1973): The Scotia arc and Antarctic margin. In: *The Ocean Basins and their Margins*. I. The South Atlantic. (Slehl F. and Nairn A., eds.). Plenum Press, New York: 171-246.
- DE ANGELIS, H. and SKVARCA, P. (2003): Glacier surge after ice shelf collapse. *Science*, 299: 1560-1562.
- DEBON, F. and LE FORT, P. (1988): A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic association: principles, method, application. *Bull. Minéral.*, 111: 493-510.
- DEL VALLE, R. and MILLER, H. (2001): Transpresional deformation along the margin of Larsen Basin: new data from Pedersen Nunatak, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 13(2): 158-166.
- DEL VALLE, R. (2005): Expedición científica Pre-CAV 2005, planteamiento y objetivos de la expedición. www.geoantar.com.ar/grupo_tabarin.htm.
- DEL VALLE, R. y SCASSO (2004): Límite de la cuenca Larsen en la península Tabarin, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(1): 38-44.
- 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.
- DEL VALLE, R.; HEREDIA, N.; MONTES, M.; NOZAL, F. y MARTÍN-SERRANO, Á. (2007): El Grupo Trinity Peninsula en la península Tabarin, extremo norte de la península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(4): 498-505.
- DEL VALLE, R.; MONTALTI, D.; INBAR, M. y BOARETTO, E. (2007): Holoceno marino en la Península Potter, Isla 25 de Mayo, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(1): 35-43.
- DEL VALLE, R.; MORELLI, J.R. and Rinaldi, C.A. (2001): Geology of new localities on Tabarin Peninsula, northern Antarctic Peninsula. *Antarctic Science*, 13(3): 323-328.
- ELLIOT, D. (1965): Geology of north-western Trinity Peninsula, Graham Land. *British Antarctic Survey Bulletin*, 7: 1-223.
- (1981): Glacial geology of Seymour Island. *Antarctic Journal of the United States*, 16(5): 66-67.
- (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., Woodburne, M.O. eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 541-555.
- ELLIOT, D. and GRACANIN, T.H. (1983): Conglomeratic strata of Mesozoic Age at Hope Bay, northern Antarctic Peninsula. In: *Antarctic earth Science* (Oliver, R.L., James, P.R. and Jago,

- J.B., eds.). Canberra. Australian Academy of Science: 303-307.
- 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. and WELLS, N.A. (1982): Mesozoic alluvial fans of the South Orkney Islands. In: *Antarctic Geoscience* (Craddock, C. ed.). University of Wisconsin Press, Madison: 235-244.
- EMSLIE, S. (2001): Radiocarbon dates from abandoned penguin colonies in the Antarctic Peninsula region. *Antarctic Science*, 13(3): 289-295.
- ERMOLIN, E. (2003): Primera experiencia en diseño y construcción en un dique en permafrost antártico: lago Boeckella, bahía Esperanza. *DNA-IAA, contribución 537*, 41 p.
- (2009): Permafrost y hielos subterráneos en el sector Norte de la Península Antártica. Capítulo 4: In: *El Agua en el Norte de la Península Antártica*. (Silva, A., ed.) 1ª ed., Buenos Aires. Fundación de Historia Natural Félix de Azara: 83-104.
- ERMOLIN, E. y SILVA, A. (2007): Desarrollo de termokarst y aguas subterráneas en Bahía Esperanza, Península Antártica. *Actas del VIº Simposio Argentino y IIIº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, DNA-IAA*, Bs.As. Resumen expandido, GEORE 808, 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.
- FANNING, C.M. and LAUDON, T.S. (1999): Mesozoic volcanism, plutonism and sedimentation in eastern Ellsworth land, West Antarctic. In: *8th International symposium on Antarctic Earth Sciences, programme and abstracts* (Skinner, D.N.B., ed.). Victoria University of Wellington, New Zealand: 102.
- 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.
- FISHER, R.V. (1966): Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Science Reviews*, 1: 287-298.
- FRANCIS, J.E. (1986): Growth rings in Cretaceous and Tertiary wood from Antarctica and their palaeoclimatic implications. *Palaeontology*, 29(4): 665-684.
- FRANCIS, J.E.; MARENSSI, S.; LEVY, R.; HAMBREY, M.; THORN, V.C.; MOHR, B.; BRINKHUIS, H.; ZACHOS, J.; BOHATY, S. and DECONTO, R. (2009): From Greenhouse to Icehouse-The Eocene/Oligocene in Antarctica. In: *Antarctic Climate Evolution. Developments in Earth and Environmental Sciences*, (Florindo F. and Siebert, M. eds.). Elsevier, 8: 309-368
- GALINDO-ZALDÍVAR, J.; RUIZ-CONSTÁN, A.; PEDRERA, A.; GHIDELLA, M.; MONTES, M.; NOZAL, F. and RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R. (2013): Magnetic anomalies in Bahía Esperanza (NE Antarctic Peninsula): crustal structures and glacier erosion. *Tectonophysics*, 585: 68-76.
- GARCÍA DE MADINABEITIA, S.; SÁNCHEZ LORDA, M.E. and GIL IBARGUCHI, J.I. (2008): Simultaneous determination of major to ultra-trace elements in geological samples by fusión-dissolution and inductively coupled plasma mass spectrometry techniques. *Analytica Chimica Acta*, 625 (2): 117-130.
- GEE, C.T. (1989): Revision of the late Jurassic/early Cretaceous flora from Hope Bay, Antarctica. *Palaeontographica*, 213 (4-6): 149-214.
- GHIDELLA, M. and 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.
- GIFKINS, C.; HERRMANN, W. and LARGE, R. (2005): *Altered volcanic rocks. A guide to description and interpretation*. Published by the Centre for Ore Deposit Research. University of Tasmania, Australia, 275 p.
- GODAGNONE, R. y DE LA FUENTE, J.C. (2011): Los suelos de Bahía Esperanza, Península de Tabarin, Antártida Argentina. *Contribuciones Científicas GAEA*, 23: 131-149.
- GONZÁLEZ-BONORINO, G. (1992): Carboniferous glaciation in Gondwana. Evidence for grounded marine ice and continental glaciation in southwestern Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91: 363-375.
- GRIKUROV, G.E. and DIBNER, A.F. (1968): Novye dannye o Serii Trinita (C1-2) v zapadnoy Antarktide. [New data on the Trinity Series (C1-2) in West Antarctica.] *Doklady Akademii Nauk SSSR*: 179, 410-412. (traducción al inglés: *Proceedings of the Academy of Science SSSR (Geological Sciences)*, 179: 39-41.
- GRUNOW, A.M. (1993): New paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 98: 13815-13833.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (2008): *Geomorfología*. Pearson Educación S.A., Madrid, 920 p.
- HALL, B.L.; KOFFMAN, T. and DENTON, G.H. (2010): Reduced ice extent on the western Antarctic Peninsula at 700-970 cal. yr B.P. *Geology*, 38(7): 635-638.
- HALLE, T.G. (1913): The Mesozoic flora of Graham Land. *Wissenschaftliche ergebnisse der Schwedischen Südpolar-expedition 1901-1903*: 3(14).
- HALPERN, M. (1964): Cretaceous sedimentation in the General Bernardo O'Higgins area of north-west Antarctic Peninsula. In: *Antarctic Geology* (Adie R. ed.). North Holland Publ. Co., Amsterdam: 334-347.
- (1965): The geology of the General Bernardo O'Higgins area, northwest Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of the Antarctic* (Hadley, J.B., ed.). *Am. Geophys. Union*: 177-209.
- HATHWAY, B. (2000): Continental rift to back-arc basin: stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society of London*, 157: 417-432.

- HEREDIA, N.; GALLASTEGUI, G.; MONTES, M.; NOZAL, F. and DEL VALLE, R.A. (2006): The Gondwanic evolution of the Tabarin Peninsula (Antarctic Peninsula). In: *VII Simposio Español de Estudios Polares, Granada. Resúmenes*: 155-157.
- HEREDIA, N.; GARCÍA-SANSEGUNDO, J.; GALLASTEGUI, G. et al. (2016): Evolución Geodinámica de los Andes argentinochilenos y la Península Antártica durante el Neoproterozoico tardío y el Paleozoico. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 36: 237-278.
- (2018): The Pre-Andean phases of construction of the Southern Andes basement in Neoproterozoic-Paleozoic times. In: *The Evolution of the Chilean-Argentinean* (Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N. et al. eds.). *Andes. Earth System Sciences*. Springer: 133-153.
- HEREDIA, N.; MONTES, M.; NOZAL, F.; GALLASTEGUI, G. and DEL VALLE, R. (2005): The Gondwanic Orogenic Cycle in the Tabarin Peninsula (Antarctica). In: *Gondwana 12*, (Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D., eds.), Academia Nacional de Ciencias, Mendoza, Argentina: 196.
- HEREDIA, N.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2004): Evolución gondwánica de la Península Tabarin (península Antártica). In: *Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. DNA-IAA, Buenos Aires. CD-ROM. Resumen Expandido N° 102GG, 4 p.
- HERVÉ, F. (1992): Estado actual del conocimiento del metamorfismo y plutonismo en la Península Antártica al norte de los 65° S y el archipiélago de las Shetlands del Sur: Revisión y problemas, In: *Geología de la Antártida Occidental* (López-Martínez, J. ed.). *Simposios del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 19-31.
- HERVÉ, F.; CALDERÓN, M. and FAUNDEZ, M. (2008): The metamorphic complex of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, 6(1): 43-53.
- HERVÉ, F.; FANNING, C.M. and PANKHURST, R.J. (2003): Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 107-123.
- HERVÉ, F.; PANKHURST, R.J.; FANNING, C.M.; CALDERON, M. and YAXLEY, G.M. (2007): The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97: 373-394.
- HJORT, C.; BJÖRCK, S.; INGÓLFSSON, Ó. and MÖLLER, P. (1998): Holocene deglaciation and climate history of the northern Antarctic Peninsula region: a discussion of correlations between the Southern and Northern hemispheres. *Annals of Glaciology*, 27: 110-112.
- HJORT, C.; BJÖRCK, S.; INGÓLFSSON, Ó.; MÖLLER, P. and LIRIO, J.M. (1997): Holocene glacial history and sea-level changes on James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Journal of Quaternary Science*, 12(4): 259-273.
- HOLLOCHER, K.; ROBINSON, P.; WALSH, E. and ROBERTS, D. (2012): Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312: 357-416.
- HUNTER, M.A. (2003): A new regional stratigraphy for eastern Ellsworth Land. In: *9th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Abstract Volume*. Potsdam, Germany: 162.
- HUNTER, M.A.; CANTRILL, D.J.; FLOWERDEW, M.J. and MILLAR, I.L. (2005): Middle Jurassic age for the Botany Bay Group: implications for Weddell Sea Basin creation and southern hemisphere biostratigraphy. *Journal of the Geological Society, London*, 162: 745-8.
- HUNTER, M.A.; RILEY, T.R.; CANTRILL, D.J.; FLOWERDEW, M.J. and MILLAR, I.L. (2006): A new stratigraphy for the Latady Basin, Antarctic Peninsula: Part 1, Ellsworth Land Volcanic Group. *Geological Magazine*, 143: 777-96.
- HYDEN, G. and TANNER, P.W. (1981): Late Palaeozoic-Early Mesozoic fore-arc basin sedimentary rocks at the Pacific Margin in western Antarctic. *Geologisches 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, 158 p.
- INESON, J. (1989): Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin. *Sedimentology*, 36: 793-819.
- INESON, J.; CRAME, J. and THOMSON, M. (1986): Lithostratigraphy of the Cretaceous strata of west James Ross Island. *Cretaceous Research*, 7: 141-159.
- INGÓLFSSON, Ó. (2004): Quaternary glacial and climate history of Antarctica. In: *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, part III*. (Ehlers, J. and Gibbard, P. eds.). Elsevier: 3-43.
- 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.
- INGÓLFSSON, Ó.; HJORT, C.; BJÖRCK, S. and SMITH, R. (1992): Late Pleistocene and Holocene glacial history of James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Boreas*, 21: 209-222.
- IRVINE, T.N. and BARAGAR, W.R. (1971): A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-548.
- ISACHSEN, C.E.; COLEMAN, D.S. and SCHMITZ, M. (2007): *PbMacDat program*. Available at <http://www.earth-time.org>.
- IVANY, L.; BLAKE, D.; LOHMANN, K. and ARONSON, R. (2004): Eocene cooling recorded in the chemistry of La Meseta Formación mollusks, Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Bolletín de Geofísica Teórica ed Aplicada*, 45: 242-245.
- KEJNA, M. (2003): Trends of air temperature of the Antarctic during the period 1958-2000. *Polish Polar Research*, 24(2): 99-126.
- KELLETAT, D. (1995): *Atlas of Coastal Geomorphology and Zonality*. *Journal of Coastal Research Spec. Iss*, 13: 286 p.

- KROGH, T.E. (1973): A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 485-494.
- (1982): Improved accuracy of U-Pb zircon ages by creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 637-649.
- LAMBECK, K. and CHAPPELL, J. (2001): Sea level change through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292: 679-686.
- LE BAS, M.J. (1962): The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sci.*, 260: 267-268.
- LEAKE, B.E.; WOOLLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE, F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT, K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W. and YOUZHI, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61: 295-321.
- LEAT, P.T.; JORDAN, T.A.; FLOWERDEW, M.J.; RILEY, T.R.; FERRACCIOLI, F. and WHITEHOUSE, M.J. (2018): Jurassic high heat production granites associated with the Weddell Sea rift system, Antarctica. *Tectonophysics*, 722: 249-264.
- LEAT, P.T.; RILEY, T.R.; WAREHAM, C.D.; MILLAR, I.L.; KELLEY, S.P. and STOREY, B.C. (2002): Tectonic setting of primitive magmas in volcanic arcs: an example from the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, 159(1): 31-44. DOI:10.1144/0016-764900-132.
- LEAT, P.T.; SCARROW, J.H. and WAREHAM, C.D. (1998): 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.
- LIRIO, J.M.; NUÑEZ, 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.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, J.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E. y ARCHE, A. (1991): Pulsaciones glaciares y terrazas marinas escalonadas en los alrededores de la base Antártica Española. Isla Livingston. Shetland del Sur. *Geogaceta*, 9: 44-47.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, J.; THOMSON, M.; ARCHE, A.; BJÖRCK, S.; ELLIS-EVANS, J.; HATHAWAY, B.; HERNÁNDEZ-CÍFUENTES, F.; HJORT, C.; INGÓLFSSON, Ó.; ISING, J.; LOMAS, S.; MARTÍNEZ DE PISÓN, E.; SERRANO, E.; ZALE, R. and KING, S. (1996): Geomorphological Map of Byers. Peninsula, Livingston Island. *BAS GEOMAP Series, Sheet 5-A, 1:25.000, with supplementary text*. Cambridge, British Antarctic Survey, 65 p.
- LOZINSKI, W. VON (1909): Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima. *Acad. Sci. Cracovie, Bull. Internat. Cl. Sci. Math. et Nat.*, 1: 1-25.
- LUDWIG, K.R. (1998): On the treatment of concordant U-Pb ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 665-676.
- (2003): Isoplot/Ex 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Center, Special Publications*, 4.
- LV12 (2016): La base antártica Esperanza alcanzó su récord histórico de calor. <http://lv12.com.ar/nota/6632/la-base-antartica-esperanza-alcanzo-su-record-historico-de-calor>.
- MACDONALD *et al.* (1988): Magmatism associated with the breakup of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41: 605-625.
- 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., Woodbume, M.O. eds.). *Geological Society of America, Memoir* 169: 25-53.
- 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*, 99(04): 95 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.
- 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.
- MARSHALL, N.B. (1945): Annual report. Base D. Biology and Hydrography. *Unpublished report, British Antarctic Survey, Archives Ref AD6/1D/1945/N2*.
- MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M. y DEL VALLE, R. (2004): Mapa Geomorfológico de la Costa Austral de Bahía Esperanza y el Monte Flora, (Península Antártica). In: *Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas. Resúmenes Expandidos*, CDROM, 111GG, 5 p.
- MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2005): Geomorfología de la costa austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). *Geogaceta*, 38: 95-98.
- MARTÍN-SERRANO, A.; SALAZAR, A.; NOZAL, F. y SUÁREZ, A. (2004): *Mapa Geomorfológico de España a escala 1: 50.000. Guía para su elaboración*. IGME. Madrid, 128 p.
- MASLANJY, M.P.; GARRETT, S.W.; JOHNSON, A.C.; RENNERT, R.G.B. and SMITH, A.M., (1991): Aeromagnetic anomaly map of West

- Antarctica (Weddell Sea Sector). *British Antarctic Survey GEOMAP Series*, Sheet 2, 1: 2.500.000, with supplementary text. British Antarctic Survey, Cambridge.
- MATTINSON, J.M. (2005): Zircon U-Pb chemical abrasion (CA-TIMS) method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220(1-2): 47-66.
- MCCALPIN, J., (1996): *Paleosismology*. Academic Press cop., 588 p.
- MCPHIE, J.; DOYLE, M. and ALLEN, R. (1993): *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. ACR Centre of Excellence in Ore Deposits. University of Tasmania, Australia. 198 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.
- MEDWELL, L.N. (1954a): A review and revision of the flora of the Victorian Lower Jurassic. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 65: 63-111.
- (1954b): Fossil plants from Killara, near Casterton. *Proceedings of the Royal Society of Victoria*, 66: 17-23.
- 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.
- MILLAR, I.L.; MILNE, A.J. and WHITHAM, A.G. (1990): Implications of Sm-Nd garnet ages for the stratigraphy of northern Graham Land, Antarctic Peninsula. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1: 97-104.
- MILLAR, I.L.; PANKHURST, R.J. and FANNING, C.M. (2002): Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana margin. *Journal of Geological Society of London*, 159: 145-157.
- MILLAR, I.L.; WILLAN, R.C.R.; WAREHAM, C.D. and BOYCE, A.J. (2001): The role of crustal and mantle sources in the genesis of granitoids of the Antarctic Peninsula and adjacent crustal blocks. *Journal of the Geological Society, London*, 158: 855-867.
- MILLER H.; LOSKE, W. and KRAMM, U. (1987): Zircon provenance and Gondwana reconstruction: U-Pb data on detrital zircons from Trinity Peninsula Formation metasediments. *Polarforschung*, 57(1/2): 59-69.
- MILLER, H. y LOSKE, W. (1992): La historia pre-Andina de la Península Antártica. In: *Geología de la Antártida Occidental* (López-Martínez, J. ed.). *Simposios del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 33-42.
- MONTES, M.; BEAMUD, E.; NOZAL, F. and SANTILLANA, S. (2019a): 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. Gelfo, J. and Acosta-Hospitaleche, C., eds.). *Advances in Polar Science-Special Issue*, 30(3): 303-327. DOI: 10.13679/j.adyps.2018.0045.
- MONTES, M.; MARTÍN-SERRANO, A. y DEL VALLE, R. (2004): Mapa Geológico de la Costa Austral de Bahía Esperanza y el Monte Flora, (Península Antártica). En: *Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*. Resúmenes Expandidos, CDROM, 101GG, 6 p.
- MONTES, M.; MARTÍN-SERRANO, A.; NOZAL, F. y DEL VALLE, R. (2005): Geología de la Costa Austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). *Geogaceta*, 38: 91-94.
- MONTES, M.; MARTÍN-SERRANO, A.; NOZAL, F.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. y DEL VALLE, R. (2013a): Mapa Geológico 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.
- MONTES, M.; NOZAL, F. y SANTILLANA, S. (2019b): 3- Estratigrafía del Grupo Seymour Island. Paleoceno-Eoceno. In: *Geología y Geomorfología de la 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: 73-145.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; SANTILLANA, S.; MARENSSI, S. y OLIVERO, E., (2013b): Mapa Geológico de la isla de 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, N.; LUSKY, J.; GÓMEZ-IZQUIERDO, D.; DEL VALLE, R. y RODRÍGUEZ, R. (2010): Mapa Topográfico de Bahía Esperanza. E: 1/10.000; (inédito, archivo documental del Área de Cartografía Geológica, IGME, Tres Cantos). IGME-IAA.
- MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2008a): El Paleoceno superior de la Antártida: la Formación Cross Valley-Wiman de la Isla Marambio. (Mar de Weddell). *Geo-Temas*, 10: 667-668.
- MONTES, M.; NOZAL, F.; OLIVERO, E.; GALLASTEGUI, G.; SANTILLANA, S.; MAESTRO, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J.; GONZÁLEZ, L. y MARTÍN-SERRANO, A. (2019c): Geología y Geomorfología de la 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.
- MONTES, M.; SANTILLANA, S.; NOZAL, F. y MARENSSI, S. (2008b): Estratigrafía de la Formación Sobral. Paleoceno inferior de la Isla Marambio. (Mar de Weddell, Antártida). *Geo-Temas*, 10: 669-672.
- MOREL, E.M.; ARTABE, A.E.; GANUZA, D.G. y BREA, M. (1994): Las plantas fósiles de la Formación Monte Flora, en Bahía Botánica, Península Antártica, Argentina. 1. Dipteridaceae. *Ameghiniana*, 31: 23-31.
- MORGAN, F.; BARKER, G.; BRIGGS, C.; PRICE, R. and KEYS, H. (2007): Informe final del Análisis de dominios ambientales para el continente antártico versión. 2.0. *Manaaki Whenua Landcare Research New Zealand*, 89 p.

- MORIMOTO, N.; FABRIES, J.; FERGUSON, A.K.; GINZBURG, I.V.; ROSS, M.; SEIFERT, F.A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K. and GOTTARDI, G. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Petrol.*, 39: 55-76.
- (1989): Nomenclature of pyroxenes. *Can. Mineral.*, 27: 143-156.
- MYRCHA, A.; TATUR, A. and DEL VALLE, R. (1987): Numbers of Adeline penguins breeding at Hope Bay and Seymour Island rookeries (West Antarctica). *Polish Polar Research* 8(4): 411-422.
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J.M. and CARRON, J.P. (1985): Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301(11): 813-818.
- NASC (2005): North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. *AAPG Bulletin*, 89 (11): 1547-1591.
- NATHORST, A.G. (1906): On the upper Jurassic flora of Hope Bay, Graham Land. *Compte Rendus, 10th International Geological Congress, Mexico*, 10(2): 1269-1270.
- NORDENSKJÖLD, O.; ANDERSSON, J.; LARSEN, C. and SKOTTSBERG, C. (2004): *Dos años en los hielos del Polo. La Expedición Sueca en el Antártico y su rescate por la Uruguay. Octubre 1901-Diciembre 1903. Tomos I y II.* (Sobre la primera ed. de 1904: *Antarctic. Tva ar bland Sydpolens isar*). Colección Patagonia inédita. Zaglier & Urruty Publications. Ushuaia, Argentina. 10: 352 p.; 11: 432 p.
- NOZAL, F.; MARTÍN-SERRANO, A.; MONTES, M. y DEL VALLE, R. (2006): Morfologías de ablación y termokarst en la costa austral de Bahía Esperanza (Península Antártica) *Resúmenes VII Simposio Español de Estudios Polares; Granada*: 233-236.
- (2007): Ablación glaciar y procesos activos en la costa austral de Bahía Esperanza (Península Antártica). *Actas del VIº Simposio Argentino y IIIº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, DNA-IAA, Bs.As. GEORE 825*, 4 p.
- NOZAL, F.; MONTES, M. y MARTÍN-SERRANO, A. (2016): Retroceso glaciar en el entorno de Bahía Esperanza (Península Antártica) durante el Holoceno. In: *Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro. Actas de la XIV Reunión Nacional de Geomorfología. Málaga.* (Durán, J.J., Montes, S., M., Robador, A. y Salazar, A., eds.). IGME, Madrid: 721-727.
- 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.
- OCIEPA, A. (2007): Jurassic liverworts from Mount Flora, Hope Bay, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 28(1): 31-36.
- OCIEPA, A. and BARBACKA, M. (2011): *Spesia antarctica* gen. et sp. nov. A new fertile fern spike from the Jurassic of Antarctica. *Polish Polar Research*, 32(1): 59-66.
- OGG, J.G.; OGG, G.M. and GRADSTEIN, F.M. (2016): *A Concise Geologic Time Scale* Elsevier, 240 p.
- OLIVA, M.; ANTONIADES, D.; GIRALT, S.; GRANADOS, I.; PLA-RABES, S.; TORO, M. and SANJURJO, J. (2016): La deglaciación de las áreas libres de hielo de las islas Shetland del Sur (Antártida): ejemplos de Byers (Livingston) y Barton (King George). *Cuaternario y Geomorfología*, 30 (1-2): 105-118.
- 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.; 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. and 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.
- ORLANDO, H. (1971): *Las floras fósiles de Antártida occidental y sus relaciones estratigráficas.* Instituto Antártico Argentino, Contribución, 140: 1-12.
- PACIULLO, F.V.; RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R. and TROUW, R.A. (2002): Facies association in the Permian?-Triassic Hope Bay Formation, Antarctic Peninsula. *Royal Society of New Zealand Bulletin*, 35: 175-183.
- PANKHURST, R.J. (1983): Rb-Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula. In: *Antarctic Earth Science.* (Oliver, R.L., James, P.R. y Jago, J.B. eds.). Canberra, Australian Academy of Science: 367-371.
- 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.
- PANKHURST, R.J.; RAPELA, C.W.; FANNING, C.M. y MÁRQUEZ, M. (2006): Gondwanide Continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76: 235-257.
- PANKHURST, R.J.; RAPELA, C.W.; LOSKE, W.P.; FANNING, C.M. and MÁRQUEZ, M. (2003): Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 27-44.
- PANKHURST, R.J.; RILEY, T.R.; FANNING, C.M. and KELLEY, S.P. (2000): Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctica Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5): 605-625.
- PANKHURST, R.J.; WEAVER, S.D.; HERVÉ, F. and LARRONDO (1999): Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 156: 673-694.
- PARADA, M.A.; NYSTRÖM, J.O. and LEVI, B. (1999): Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*, 46: 504-521.

- PEARCE, J.A. (1983): Role of the Sub-Continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margin. In: *Continental Basalts and Mantle Element Xenoliths*. (Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., eds.). Shiva Publishing Ltd., Cambridge, Mass., 272 p.
- PECCERILLO, A. and TAYLOR, S.R. (1976): Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63-81.
- PIERROU, E.J. (1970): Toponimia del Sector Antártico Argentino. *Servicio de Hidrografía Naval, Publicación H914*, 1-746.
- PIN, C. and BASSIN, C. (1992): Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytica Chimica Acta*, 269: 249-255.
- PIN, C. and SANTOS ZALDUEGUI, J.F. (1997): Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta*, 339: 79-89.
- 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. Capítulo 6: En: *El Agua en el Norte de la Península Antártica*. (Silva, A., ed.) 1ª ed.- Buenos Aires. Fundación de Historia Natural Félix de Azara: 134-143.
- RABASSA, J. (1983): Stratigraphy of the glaciogenic deposits in northern James Ross Island. Antarctic Peninsula. In: *Tills and Related Deposits*. (Evenson, Sclüchter and Rabassa, eds.) *Balkema Publishers*: 329-340.
- REES, P.M. (1990): *Palaeobotanical contributions to the Mesozoic geology of the northern Antarctic Peninsula region*. PhD Thesis, Royal Holloway y Bedford New College, University of London.
- (1993a): Dpterid ferns from the Mesozoic of Antarctica and New Zealand and their stratigraphical significance. *Palaeontology*, 36(3): 637-656.
- (1993b): Caytoniales in early Jurassic floras from Antarctica. *Geobios*, 26(1): 33-42.
- (1993c): Revised interpretations of Mesozoic palaeogeography and volcanic arc evolution in the northern Antarctic Peninsula region. *Antarctic Science*, 5: 77-85.
- REES, P.M. and CLEAL, C.J. (1993): Marked Polymorphism in *Archangelskya furcata*, a pteridospermous frond from the Jurassic of Antarctica. *Special Papers in Palaeontology*, 49: 85-100.
- (2004): Lower Jurassic floras from Hope Bay and Botany Bay, Antarctica. *Special Papers in Palaeontology*, 72: 90 p.
- REINECK, H.E. and SINGH, I.B. (1973): *Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous elastics*. Springer Verlag (Berlin-Heidelberg-New York), 439 p.
- REYNOLDS, J.M. (1981): The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 54: 123-133.
- RIBEIRO, A.; ANDREIS, R.R.; PACIULLO, P.V. and TROUW, R.A. (2002): Triassic submarine fan facies association at Cape Legoupil, Antarctic Peninsula. In: *Antarctica at the close of a millennium*. *Royal Society of New Zealand Bulletin* 35: 169-174.
- 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.
- RILEY, T.R. and LEAT, P.T. (1999): Large volume silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Gondwana: lithological and stratigraphical investigations from the Antarctic Peninsula. *Geological Magazine*, 136(1): 1-16.
- RILEY, T.R.; FLOWERDEW, M.J.; HUNTER, M.A. and WHITEHOUSE, M.J. (2010): Middle Jurassic rhyolite volcanism of eastern Graham Land, Antarctic Peninsula: age correlations and stratigraphic relationships. *Geological Magazine*, 147(4): 581-595.
- RILEY, T.R.; LEAT, P.T.; PANKHURST, R.J. and HARRIS, C. (2001): Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, 42(6): 1043-1065.
- 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. and DEL VALLE, R. (1978): Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. *Instituto Antártico Argentino Contribución*, 217: 1-37.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; BASEI, M.A.; NUTMAN, A.P.; KLEIMAN, L.E.; VARELA, R.; LLAMBIAS, E.; CANILE, F.M. and DA ROSA, O.C. (2011): 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*, 19: 509-523.
- RUBIO-ORDÓÑEZ, A.; VALVERDE-VAQUERO, P.; CORRETGÉ, L.G.; CUESTA-FERNÁNDEZ, L.A.; GALLASTEGUI, G.; FERNÁNDEZ-GONZÁLEZ, M. and GERDES, M. (2012): An Early Ordovician tonalitic-granodioritic belt along the Schistose-Greywacke Domain of the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *Geological Magazine*, 149: 927-939. DOI:10.1017/S0016756811001129.
- (2012): An Early Ordovician tonalitic-granodioritic belt along the Schistose-Greywacke Domain of the Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *Geological Magazine*, 149: 927-939.
- SANTOS, M.M.; CORIA, N.R.; BARRERA-ORO, E. and HINKE, J.T. (2013): Abundance estimation of Adélie penguins colony at Esperanza Hope Bay. *WG- EMM 13/43 CCAMLR, Hobart, Australia*.
- SCHMID, R. (1981): Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the

- I.U.G.S. subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geology. The Geological Society of America*, 9: 41-43.
- SCHOPF, J.M. (1973): Plant material from the Miers Bluff Formation of the South Shetland Islands. *Ohio State Univ., Inst. Polar Stud., Rept.*, 45: 1-43.
- SELBY, M. (1985): *Earth's changing surface: an introduction to the geomorphology*. Clarendon Press, Oxford. 607 p.
- SELF, S. and WRIGHT, J. (1983): Large wave forms from the Fish Canyon Tuff, Colorado. *Geology*, 2: 443-446.
- SENGUPTA, S. (1988): Upper Gondwana stratigraphy and palaeobotany of Rajmahal Hills, Bihar, India. *Memoirs of the Geological Survey of India. Palaeontologica Indica, New Series*, 68: 1-182.
- SHEPARD, F. (1976): Coastal classification and changing coastlines. *Geosciences and Man, Louisiana State University*, 14: 53-64.
- SILVA, A. (2009): Aguas superficiales y subterráneas en el sector norte de la Península Antártica. Capítulo 3. En: *El Agua en el Norte de la Península Antártica* (Silva, A., ed.) 1ª ed.- Buenos Aires. Fundación de Historia Natural Félix de Azara: 47-82.
- SKVARCA, P.; RACK, W.; ROTT, H.; IBARZÁBAL and DONÁNVELO, T. (1998): Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 27: 628-632.
- SMELLIE J.L. (1981): A complete arc-trench system recognized in Gondwana sequences of the Antarctic Peninsula region. *Geological Magazine*, 118(2): 139-159.
- (1987): Sandstone detrital modes and basinal setting of the Trinity Peninsula Group, Northern Graham Land, Antarctic Peninsula: A preliminary study. In: *Gondwana VI: Structure, tectonics and geophysics*. (McKenzie G.D. ed.). *Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union*, 40: 199-207.
- (1991): Stratigraphy, provenance and tectonic setting of Late Palaeozoic (?)–Triassic sedimentary sequences in northern Graham Land and South Scotia Ridge. In: *Geological Evolution of Antarctica* (Thomson, M., Game, J. and Thomson, J. eds.). Cambridge Univ. Press: 411-417.
- 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. and MILLAR, I.L. (1995): New K-Ar isotopic ages of schists from Nordenskjöld Coast, Antarctic Peninsula: oldest part of the Trinity Peninsula Group? *Antarctic Science*, 7: 191-96.
- SMELLIE, J.L.; ROBERTS, B. and HIRONS, S.R. (1996): Very low- and low-grade metamorphism in the Trinity Peninsula Group (Permo-Triassic) of northern Graham Land, Antarctic Peninsula. *Geological Magazine*, 133(5): 583-594.
- SMN ARGENTINO (2015): *Meteorología Antártica, Climatología, Base Esperanza*. <http://www.smn.gob.ar>.
- SOBRAL, J.M. (2003): *Dos años entre los Hielos. 1901-1903*. (Sobre la primera ed. de 1904). Ed. Eudeba, Buenos Aires. 304 p.
- SÖDERLUND, U. and JOHANSSON, L. (2002): A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂). *Geochem. Geophys. Geosyst.*(G3), 3(2). DOI: 10.1029/2001GC000212, 7 p.
- SOUZA CARVALHO, I.; SEQUEIRA, A.; ANDREIS, R.; VITO, F.; PACIULLO, F.; RIBEIRO, A. and TROUW, R. (2005): The Ichnofossils of the Triassic Hope Bay Formation, Trinity Peninsula Group, Antarctic Peninsula. *Ichnos: An International Journal for Plant and Animal Traces*, 12(3): 191-200. DOI: 10.1080/10420940591009178.
- STACEY, J.S. and KRAMERS, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2): 207-221.
- STEIGER, R.H. and JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-362.
- STIPANICIC, P. y BONETTI, M. (1970): Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas 11. Flora doggerianas y málmicas. *Ameghiniana*, 7: 101-118.
- 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. and KYLE, P.R. (1997): An active mantle mechanism for Gondwanabreakup. *South African Journal of Geology*, 100: 283-290.
- STOREY, B.C.; VAUGHAN, A.P. 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.
- STOREY, B.C.; LEAT, P.T.; WEAVER, S.D.; PANKHURST, R.J.; BRADSHAW, J.D. and KELLEY, S. (1999): Mantle plumes and Antarctica-New Zealand rifting: evidence from mid-Cretaceous mafic dykes. *Journal of the Geological Society of London*, 156: 673-694.
- 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., 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.
- TAYLOR, B.J. (no date): Middle Jurassic plant material from Mount Flora, Hope Bay. Unpublished report, British Antarctic Survey Archives Ref ES3/GY30/6/1.
- TESSIER, B.; ARCHER, A.; LANIER, W. and FELDMANI, H. (1995): Comparison of ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Saint-Michel, France). *Spec. Publs int. Ass. Sedimentologist*, 24: 259-271.

- THOMSON, M. (1975a): First marine Triassic fauna from the Antarctic Peninsula. *Nature*, 257: 577-578.
- (1975b): New palaeontological and lithological observations on the Legoupil Formation, north-west Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 41-42: 169-185.
- (1977): An annotated bibliography of the paleontology of Lesser Antarctica and the Scotia Ridge. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 20(5): 865-904.
- (1981): Late Mesozoic stratigraphy and invertebrate palaeontology of the South Orkney Islands. *British Antarctic Survey Bulletin*, 54: 65-83.
- THOMSON, M. and PANKHURST, R.J. (1983): Age of post-Gondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region. In: *Antarctic Earth Science* (Oliver, R., James, P. and Jago, J., eds.). Australian Academy of Science, Canberra: 328-333.
- 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.
- TIEMPOINESTABLE.COM (2017): Record de 17,5° C en Base Esperanza, otro aviso. 6 p. <http://tiempoinestable.com/record-de-175c-en-base-esperanza-otro-aviso-en-la-antartida/>.
- TOBIN, T.; WARD, P.; STEIG, E.; OLIVERO, E.; HILBURN, I.; MITCHELL, R.; DIAMOND, M.; RAUB, T. and KIRSCHVINK, J. (2012): Extinction patterns, ¹⁸O 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.
- TOKARSKI, A.K. (1989): Structural development of Legoupil Formation at Cape Legoupil, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 10(4): 587-603.
- TORRES, T.; GALLEGUILLOS, H. y PHILIPPE, M. (2000): Maderas fósiles en el Monte Flora, Bahía Esperanza, Península Antártica. *Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas*, 9(2): 386-390.
- TROUW, R.A.; PANKHURST, R.J. and RIBEIRO, A. (1997): On the relation between the Scotia Metamorphic Complex and the Trinity Peninsula Group, Antarctic Peninsula. In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes* (Ricci, C.A., ed). *Terra Antarctica Publication*, Siena: 383-389.
- TRUSWELL, E., (1991): Antarctica: a history of terrestrial vegetation. In: *The geology of Antarctica*. (Tingey R.J., ed.) Oxford. Clarendon Press: 499-537.
- TUTIEMPO.NET (2017): Clima en Base Esperanza. Históricos el tiempo www.tutiempo.net/clima/BASE_ESPERANZA.
- VALVERDE-VAQUERO, P. (2009): Método de datación U-Pb ID-TIMS en el laboratorio geocronológico del IGME (Tres Cantos). *VII Congreso Ibérico de Geoquímica, Soria (España), Comunicaciones*, 758-765
- VAUGHAN, A.P.; PANKHURST, R.J. and FANNING, C.M. (2002): A mid-Cretaceous age for Palmer Land event, Antarctic Peninsula: implications for terrane accretion timing and Gondwana palaeolatitudes. *Journal of the Geological Society of London*, 159: 113-116.
- VAUGHAN, A.P.; WAREHAM, C.D.; JOHNSON, A.C. and KELLEY, S.P. (1998): A lower Cretaceous, syn-extensional magmatic source for a linear belt of positive magnetic anomalies: the Pacific Margin Anomaly (PMA), western Palmer Land, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 158: 143-155.
- VAUGHAN, A.P.; WAREHAM, C.D. and MILLAR, I.L. (1997): Granitoid pluton formation by spreading of continental crust: the Wiley Glacier complex, northwest Palmer Land, Antarctica. *Tectonophysics*, 283: 35-60.
- VINOCUR, A. and PIZARRO, H. (1995): Pertiphyton flora of some lotic and lentic environments of Hope Bay. (Antarctic Peninsula). *Polar Biology*, 15: 401-414.
- WAREHAM, C.D.; MILLAR, I.L. and VAUGHAN, A.P. (1997): The generation of sodic granite magmas, western Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128: 81-96.
- WASSEMBURG, G.J.; JACOBSEN, S.B.; DEPAOLO, D.J.; MCCULLOCH, M.T. and WEN, T. (1981) Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 2311-2323.
- WOEHLER, E.J. (ed.) (1993): *The distribution and abundance of Antarctic and sub-Antarctic penguins*. SCAR, Cambridge.
- YÉPEZ, S.; TORRES, W. y REBOLLEDO, R. (2012): Metodología para la estimación de flujo en el glaciar "Buenos Aires", Bahía Esperanza, Península Antártica. *Interciencia. Venezuela* 37(7): 492-497.
- ZACHOS, J.; PAGANI, J.; SLOAN, L.; THOMAS, E. and BILLUPS, K. (2001): Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.
- ZAEP N° 148 (2015): *Plan de Gestión para la Zona Antártica Especialmente Protegida N° 148, Monte Flora, Bahía Esperanza, Península Antártica*. Dirección Nacional del Antártico, Informe final de la XXXVIII RCTA; Medida 8 (2015); 10 p. www.dna.gog.ar/userfiles/zaep_148.pdf.
- ZALE, R. (1994a): Changes in size of the Hope Bay Adélie penguin rookery as inferred from Lake Boeckella sediment. *Ecography*, 17: 297-304.
- (1994b): ¹⁴C Age corrections in antarctic lake sediments inferred from geochemistry. *Radiocarbon*, 36(2): 173-185.
- ZALE, R. and KARLÉN, W. (1989): Lake sediment cores from the Antarctic Peninsula and surrounding islands. *Geografiska Annaler*, 71(3-4): 211-220.
- ZEUNER, F.E. (1959): Jurassic beetles from Graham Land, Antarctica. *Palaeontology*, 1(4): 407-409.
- 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.



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE CIENCIA, INNOVACIÓN
Y UNIVERSIDADES



Instituto Geológico
y Minero de España

ISBN: 978-84-9138-084-9



9 788491 380849