

GEOLOGÍA DEL NUNATAK PEDERSEN, CRETÁCICO INFERIOR, PENÍNSULA ANTÁRTICA

Rodolfo A. DEL VALLE, Juan M. LIRIO y Jorge H. NÚÑEZ

Instituto Antártico Argentino, Email: delvalle@dna.gov.ar.

RESUMEN:

La Formación Pedersen (Hauteriviano alto) en el nunatak homónimo forma parte de la sucesión del Mesozoico superior-Cenozoico inferior de la cuenca Larsen; está afectada por fallas inversas y pliegues producidos por fuerzas transpresivas que actuaron en forma normal a la costa oriental de la península Antártica durante la deformación ocurrida en la cuenca durante el Cretácico medio. En el nunatak Pedersen se identificaron ocho facies sedimentarias, en una sucesión que tiene un espesor máximo de 215 metros, la cual está compuesta mayormente de rocas conglomerádicas con cantidades menores de areniscas y fangolitas. Contiene restos de plantas inidentificables; la fauna marina incluye fragmoconos de belemnites y fragmentos de amonites asignados al género *Favrella*. Los amonites hallados confirman una edad Hauteriviano alto para estos depósitos.

Palabras clave: *Península Antártica, cuenca Larsen, Hauteriviano, Formación Pedersen, tectónica transpresional.*

ABSTRACT: *Geology of the Pedersen Nunatak, Early Cretaceous, Antarctic Peninsula.*

The Pedersen Formation (Late Hauterivian) beds forming part of the upper Mesozoic-lower Cenozoic Larsen Basin succession are affected by reverse faults and folds produced by transpressional forces acting normal to the Weddell Sea coast of the Antarctic Peninsula during mid-Cretaceous compression of the Larsen Basin. Eight sedimentary facies were identified in the 215 m-thick sedimentary succession exposed at Pedersen Nunatak, which is composed mainly of conglomeratic rocks with minor amounts of sandstones and mudstones, containing unidentifiable plant remains, and a marine fauna that includes belemnite phragmocones and ammonite fragments of the *Favrella* genus. This ammonite assigns a Late Hauterivian age to these deposits.

Keywords: *Antarctic Peninsula, Larsen Basin, Hauterivian, Pedersen Formation, transpressional tectonics.*

INTRODUCCIÓN

El nunatak Pedersen ($64^{\circ}56'S$, $60^{\circ}45'O$) es una pequeña ($<0,5 \text{ km}^2$) y baja (210 m) colina rocosa formada por sedimentos marinos mesozoicos, parcialmente rodeada por restos de la barrera de hielos Larsen, ubicada a unos 7 km hacia el SE de la costa Nordenskjöld en la península Antártica (Figs. 1 y 2). El colapso progresivo de la barrera Larsen dejará en pocos años a los nunataks Foca completamente rodeados por agua, por lo cual su denominación deberá ser cambiada a archipiélago Foca y al nunatak objeto de este trabajo isla Pedersen.

Un lineamiento tectónico de primer orden separa la península del nunatak, el cual forma parte del grupo de los nunataks Foca los que están situado a unos 15 km hacia el SE, donde afloran basaltos alcalinos del Cenozoico tardío, formando centros eruptivos aislados, alineados en dirección este-oeste (Fig. 1).

La Formación Pedersen (del Valle y Fourcade 1986) forma parte del relleno sedimentario de la cuenca Larsen (del Valle *et*

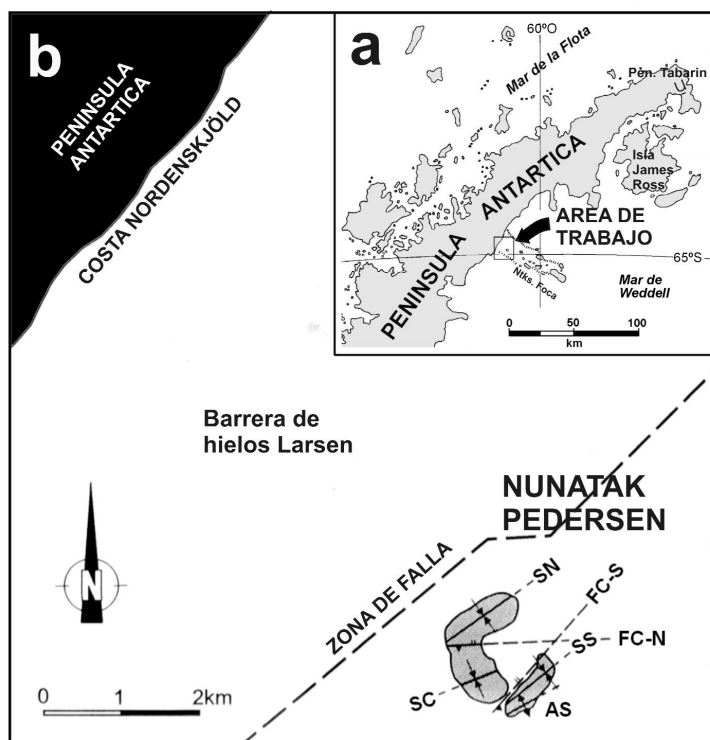


Figura 1: Mapa esquemático del extremo noreste de la península Antártica. a) Área de trabajo. b) Ubicación del nunatak Pedersen dentro del área de trabajo, y las principales estructuras geológicas identificadas en el mismo.

al., 1992) (Cuadro 1) que ocupa la plataforma continental del NE de la península An-

tártica, donde se formó por extensión de la litosfera durante fases tempranas de ruptu-

ra del supercontinente Gondwana, y se desarrolló durante el Mesozoico-Cenozoico detrás del arco magmático de dicha península. El relleno de la cuenca se divide en cuatro megasecuencias sedimentarias (Cuadro 1) que reflejan las grandes fases de evolución geológica de la península (Hathway 2000).

La Formación Pedersen aflora típicamente en el nunatak homónimo (Fig. 1) y en el sur de la península Sobral (Fig. 2), lugares donde se la considera de edad haueriviana alta (Cuadro 1: Megasecuencia III) y barremiana-albiana (Cuadro 1: Megasecuencia IV), respectivamente, según Hathway (2000). Este autor sugiere que un evento tectónico importante pudo haber ocurrido en el Barremiano tardío, entre ambas megasecuencias. La confirmación de la existencia de este evento tectónico permitirá dividir a la Formación Pedersen en dos unidades litoestratigráficas diferentes, aunque los autores sugieren continuar con la nomenclatura estratigráfica sugerida por Hathway (2000). Durante el desarrollo de la cuenca, la evolución tectónica de la península Antártica estuvo dominada por extensión cortical a través del arco (Vaughan y Storey 1997). El régimen tectónico fue de estilo trastensional dextrógiro (Storey *et al.* 1996) con episodios compresivos de corta duración (Vaughan y Storey 1997). Uno de estos episodios ocurrió durante el Jurásico tardío-Cretácico temprano, y el otro en el Cretácico medio, reflejando una deformación y ascenso tectónico circum-pacíficos (Vaughan 1995).

Las rocas que integran las megasecuencias del relleno de la cuenca (Cuadro 1) presentan distintas deformaciones que permiten dividir la evolución tectónica de la península Antártica durante el Mesozoico en cuatro eventos principales (Vaughan y Storey 1997):

- 1) Extensión durante el Triásico tardío-Jurásico tardío,
- 2) Traspresión dextrógiro durante el Jurásico tardío-Cretácico temprano,
- 3) Extensión durante el Cretácico temprano, y
- 4) Compresión durante el Cretácico medio. La descripción de las sedimentitas aflorantes en el nunatak Pedersen, su estructura geológica y su significado regional son los

CUADRO 1: Litoestratigrafía de la cuenca Larsen en el área norte de la península Antártica.*

Grupos	Formaciones	Edad	Observaciones
Grupo Volcánico James Ross Island		Mioceno-Reciente	Volcanitas basálticas
		?	
Grupo Seymour	Formación La Meseta	Eoceno	Inversión parcial de la cuenca Megasecuencia regresiva
	Formación Cross Valley	Paleoceno	
	Formación Sobral	?Paleoceno	
Grupo Marambio	Formación Lopez de Bertodano	Maastrichtiano-Daniano	
	Formación Snow Hill Island	Campaniano-Maastrichtiano	
	Formación Santa Marta	Santoniano-Campaniano	
	Formación Hidden Lake	Coniaciano-Santoniano	
Gustav Group	Formación Whisky Bay	Albiano-Coniaciano	
	Formación Kotick Point	Aptiano-Albiano	
	Formación Lagrelius Point y Formación Pedersen en la península Sobral	Barremiano-Aptiano	
		?	
		?	
	Formación Pedersen	Haueriviano alto(**)	Megasecuencia regresiva?
		?	
	Formación Nordenskjöld	Kimmeridgiano-Berriasiano	Megasecuencia transgresiva post-rift
	Capas del cabo Framnes (península Jason)	Kimmeridgiano-Tithoniano	
		?	
	Rocas volcánicas silíceas	Jurásico Medio	Megasecuencia sin-rift
		?	
	Principalmente ignimbritas silíceas	Jurásico Medio	
Grupo Botany Bay		Jurásico Inferior	
Deformaciones, metamorfismo de grado bajo a alto		Triásico Superior? -Jurásico Inferior	Discordancia. Ruptura continental
Grupo Trinity Peninsula	Formación Düse Bay Formación Hope Bay Formación View Point Formación Legoupil	Permico-Triásico	Complejo acrecionario?, basamento mecánico de la cuenca Larsen

*) (Fig. 1a) (Modificado de Hathway 2000) (**) F. A. Medina comunicación personal (2007).

objetivos principales de este trabajo.

FORMACIÓN PEDERSEN

(Valle y Fourcade 1986)

Los afloramientos más antiguos de la Formación Pedersen (Haueriviano alto) afloran en el nunatak homónimo, mientras que sedimentos algo más modernos (Barremiano Aptiano) lo hacen en península Sobral.

Dos fallas principales permiten dividir el nunatak Pedersen tres bloques: norte, central y sur (Fig. 4). Los perfiles confeccionados en cada uno de dichos bloques permiten asignar un espesor aflorante de sedimentitas marinas de 140 m, 165 m y 215 m

respectivamente (Fig. 3). La litología consiste de conglomerados, areniscas y fangolitas (Elliot 1966, del Valle y Miller 2001). La correlación entre las tres columnas litológicas obtenidas es impedida por la intensa deformación, rápidos cambios laterales de facies y ausencia de niveles guía. Los conglomerados están formados por clastos redondeados, mayormente derivados de un arco volcánico (e.g. volcanitas silíceas del Jurásico y metamorfitas pertenecientes al Grupo Trinity Peninsula) y clastos angulosos del Miembro Ameghino de la Formación Nordenskjöld del Jurásico Superior (Cuadro 1). Estas litologías fueron incluidas en la Formación Pedersen por del Valle y Fourcade (1986), y asignadas al ?Haueri-

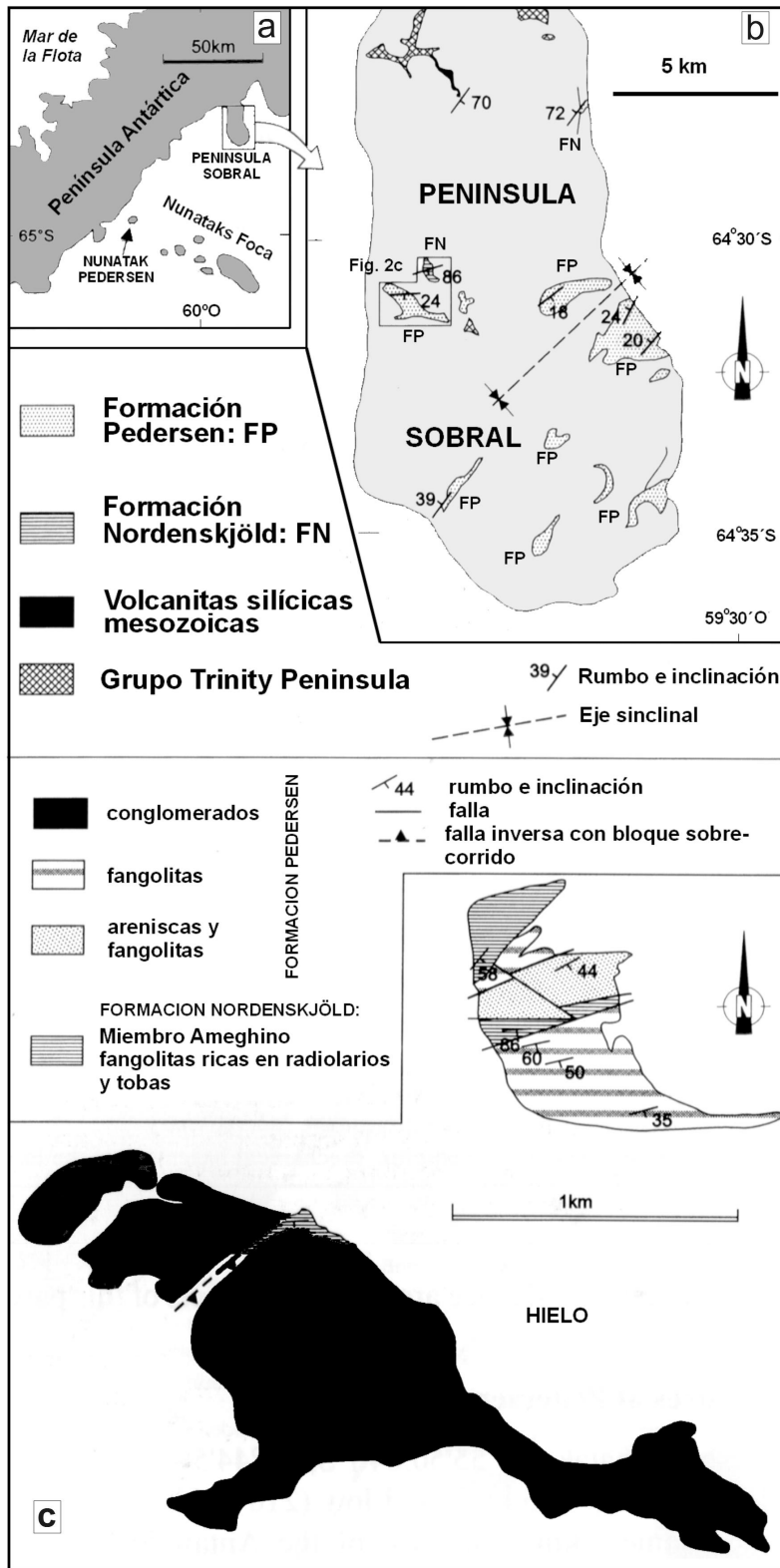


Figura 2: Mapa esquemático de noreste de la península Antártica. a) Esquema de ubicación de la península Sobral y el nunatak Pedersen. b) Mapa geológico esquemático de la península Sobral, con la ubicación de los afloramientos de las formaciones Nordenskjöld y Pedersen. c) Mapa geológico esquemático de los afloramientos de las formaciones Nordenskjöld y Pedersen en la península Sobral. (según Hathway 2000).

viano por Hathway (2000). En este trabajo se confirma la edad hauteriviana alta de la Formación Pedersen sobre la base de fragmentos de amonites del género *Favrella* hallados en el tope del bloque norte (Fig. 3) del nunatak homónimo (comunicación personal de F. Medina 2007).

Litologías similares a las de la Formación Pedersen han sido reconocidas en las Formaciones Whisky Bay y Kotick Point de edad aptiano-coniaciana, del Grupo Gustav inferior en el norte de la isla James Ross (Ineson *et al.* 1986, Ineson 1989), y en rocas de edad cretácica superior expuestas en los nunataks Rubulis y Sigfrido en el oeste de la península Tabarín (del Valle *et al.* 2001, del Valle y Scasso 2004).

FACIES SEDIMENTARIAS

En el nunatak Pedersen afloran principalmente rocas conglomerádicas, y en cantidad secundaria areniscas y pelitas portadoras de escasos restos vegetales, y una fauna marina compuesta de restos de belemnites y amonites. Los perfiles litológicos realizados (Fig. 3) permiten identificar ocho facies sedimentarias, una de las cuales (Facies 7) ha sido subdividida en cuatro subfacies. La similitud entre las facies identificadas en el nunatak Pedersen y las descritas por Ineson (1989) en el norte de la isla James Ross permite utilizar para la mayoría de ellas la nomenclatura de este autor. La facies 1: tobas de lapilli (Ineson 1989), no fue identificada en el nunatak Pedersen, pero por lo enunciado más arriba, se comienza la descripción de las facies reconocidas con las areniscas y pelitas finamente laminadas (facies 2).

Facies 2: Areniscas y pelitas finamente laminadas

Descripción: Arenisca de grano mediano gradada hasta fangolita. Representa el 8 % de la columna estratigráfica estudiada. Forma bancos tabulares de gran extensión lateral, con espesor variable entre 0,25-2,5 m (pelitas: 0,05-2 m, areniscas: 0,03-2 m). El contacto estratigráfico inferior es generalmente plano, con marcas de fondo, principalmente turboglifos y estrías (*fluted*). La parte inferior de los bancos suele ser masiva y con intraclastos pelíticos, a los cuales continúa

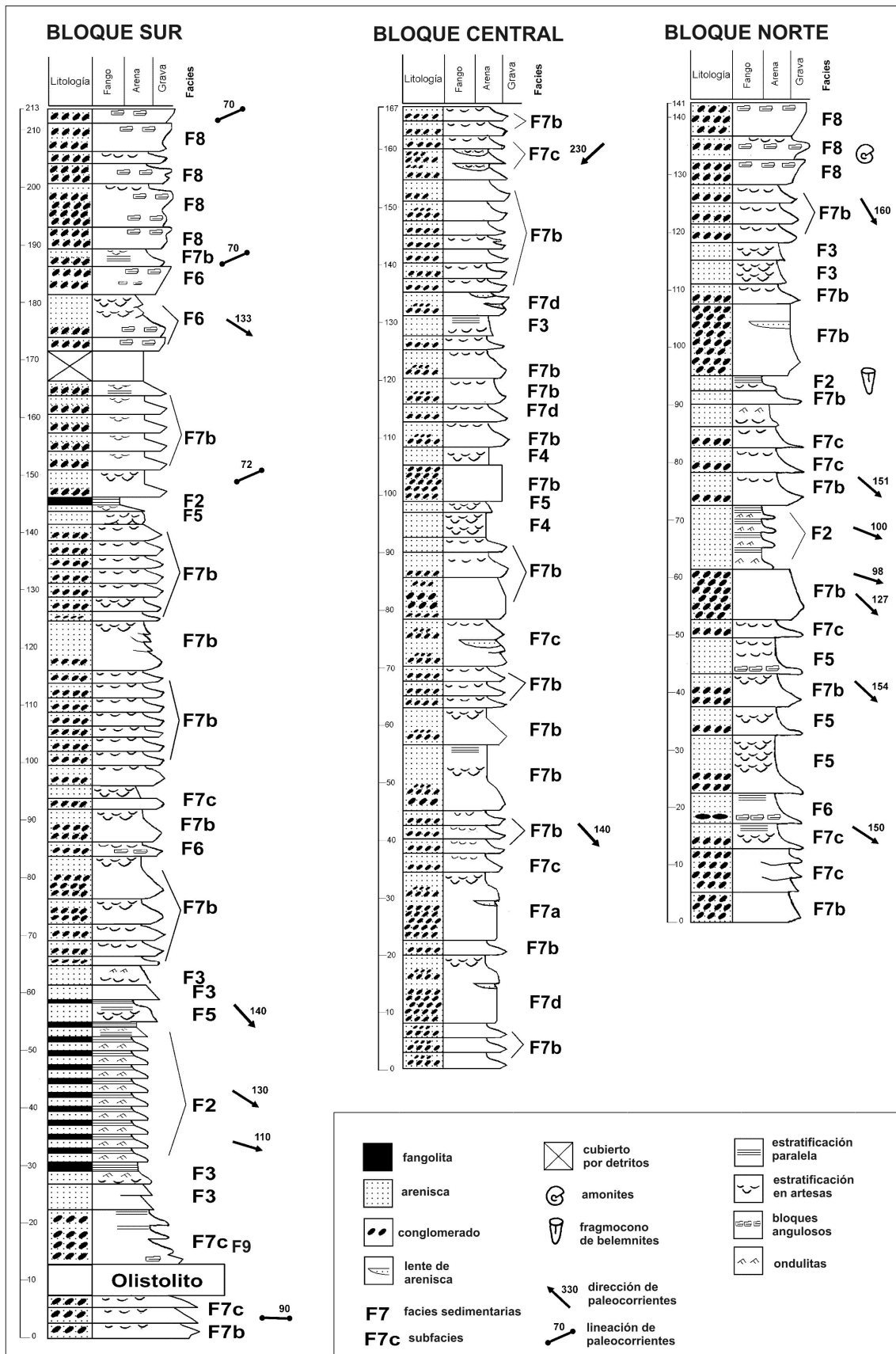


Figura 3: Columnas litológicas de la Formación Pedersen en los tres bloques tectónicos que componen el nunatak homónimo (Fig. 1). Se muestran las facies sedimentarias identificadas en el nunatak Pedersen, siguiendo la propuesta de Ineson (1989) para el norte de la isla James Ross. Además, se grafican las direcciones y lineamientos de las paleocorrientes medidas.

un tramo con laminación paralela cada vez más fina, con marcas de escapes de fluido (*dish*). Hacia arriba pasan transicionalmente a arenisca de grano muy fino generalmente ondulada y pelita finamente laminada. Son frecuentes los restos vegetales no identificados y delgados lentes de carbón en las partes de grano más fino. Esta facies está mejor representada en el bloque sur, en menor grado en el bloque norte, y falta completamente en el bloque central (Figs. 4 y 5).

Interpretación: Las areniscas gradadas se atribuyen a sedimentación desde corrientes de turbidez de baja densidad. La base erosiva de los bancos de arenisca junto a la presencia de turboglifos y estrías, además de la existencia del ciclo Tae completo de Bouma (1962), permiten asignarlas a turbiditas proximales de tipo S_3-T_{bc} de Lowe (1981, 1982). La presencia de laminación en las pelitas sugiere depositación por corrientes de turbidez de baja densidad, y secundariamente por suspensión.

Facies 3: Arenisca gradada

Descripción: Arenisca con gradación normal desde grano grueso a mediano, y sectores basales conglomerádicos lateralmente continuos. Representa el 6 % de la secuencia expuesta, el espesor de sus capas varía entre 0,12-6 m. Los bancos muestran base neta plana, localmente erosiva con intraclastos pelíticos. Presentan estratificación entrecruzada en artesas de escala pequeña que pasan a laminación paralela, con escapes de fluidos (*dish*), y luego estratificación paralela. Hacia la parte superior son comunes restos vegetales no identificados y lentes carbonosas.

Interpretación: La base plana neta junto a la gradación normal y la sucesión de estructuras internas sugieren deposición a partir de flujos de turbidez ricos en arena, de alta densidad, transicionales a baja densidad (T_a , T_{ab} transicional a S_3 ; Lowe, 1982).

Facies 4: Arenisca no-gradada

Descripción: Arenisca de grano muy grueso a mediano, con gránulos de hasta 0,5 cm. Representa el 4 % de la secuencia estudiada. Forma bancos no gradados de espesor variable entre 0,15- 6,5 m, con base neta y erosiva, los cuales suelen ser masivos. Suelen presentar ondulitas atribuidas a antidu-

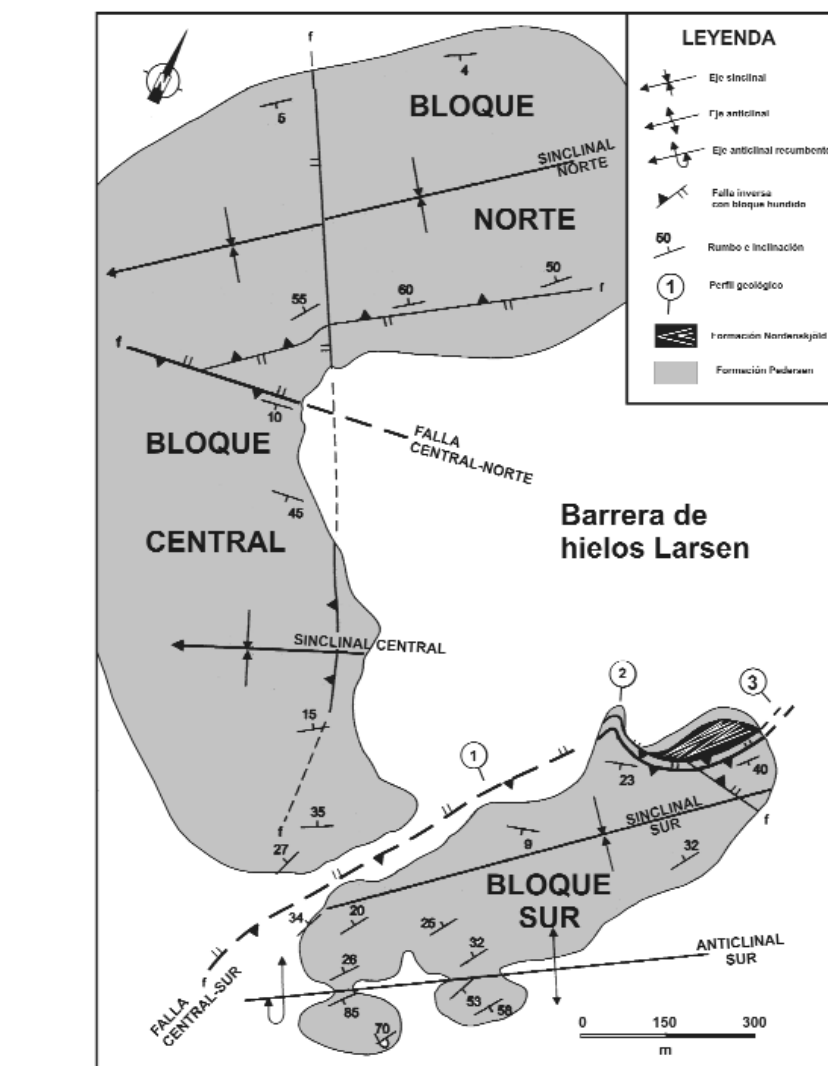


Figura 4: Mapa geológico esquemático del nunatak Pedersen (Fig. 1), mostrando las principales estructuras y bloques tectónicos identificados en el mismo (según del Valle y Miller 2001).

na, las cuales pasan a laminación paralela, y luego a estratificación en artesas de escala pequeña hacia el techo. Está mejor representada en los bloques central y norte, y pobremente en el bloque sur.

Interpretación: Las areniscas masivas no gradadas, con ondulitas de antiduna o con estructuras de escape de fluidos y laminación paralela por corrientes de alta velocidad, se interpretan como depósitos ocurridos desde una suspensión, por corrientes de turbidez de alta densidad (S_3 ; Lowe 1982). La parte superior de los bancos con estratificación en artesas sugiere flujo tractivo, generado a partir de corrientes de turbidez de alta densidad, las cuales pudieron haber cambiado a flujos licuificados (Surlyk

1984), durante el proceso de sedimentación.

Facies 5: Arenisca conglomerádica canalizada

Descripción: Arenisca conglomerádica de grano grueso a muy grueso que rellena amplios canales poco profundos, y representa el 22 % de la columna litológica estudiada. Forma bancos lenticulares de espesor variable entre 0,05-8 m. Las depresiones basales muestran relieves de hasta 3 metros, donde la gradación es normal y la arenisca es matriz-sostenida. En la base de los bancos son comunes los clastos subredondeados de hasta 20 cm de diámetro. Los clastos exhiben imbricación bien desarrollada según el eje *a*. Es muy común la estratifica-

ción en artesas, y en menor medida los entrecruzamientos tabulares y la estratificación paralela. Esta última suele ocurrir como remate arenoso canalizado con bases erosivas, sobre las facies 7b y 7c. Esta facies está mejor representada en el bloque norte que en los bloques central y sur.

Interpretación: Las areniscas conglomerádicas canalizadas se atribuyen a depósitos ocurridos a partir de corrientes de turbidez arenosas de alta densidad, en gran parte fuera de una suspensión concentrada. Las estructuras sugieren fases de depositación tractiva durante la disipación de flujos de detritos. El grano grueso junto a la imbricación y el predominio de la división T_a , y la escasez o ausencia de las divisiones T_c y T_d , de Bouma (1962), sugieren que la depositación ocurrió a partir de corrientes de turbidez de alta densidad: turbiditas R_2 - R_3 - S_3 de Lowe (1982).

Facies 6: Brecha con matriz arenosa

Descripción: La facies 6 representa el 8 % de la sucesión sedimentaria estudiada. Los estratos tienen entre 0,1-7,5 m de espesor.

Estas brechas no son gradadas, tienen matriz arenosa de grano muy grueso a mediano, con selección pobre, y generalmente son matriz-soportadas. La base de los bancos es erosiva y frecuentemente los clastos subredondeados cerca de la base están imbricados. Es común la presencia de clastos planares y angulosos del Miembro Ameghino de la Formación Nordenskjöld, de hasta 1,5 m de diámetro, con sus caras más grandes paralelas a los planos de estratificación. Los bloques de mayor tamaño se ubican en la parte superior de los bancos, donde es común el remate arenoso con artesas. Esta facies aflora principalmente en el bloque sur, y está muy poco representada en los otros bloques tectónicos. Esta distribución areal sugiere que el bloque sur es el más alejado del área de aporte.

Interpretación: Las brechas arenosas no gradadas ni estratificadas se atribuyen a depósitos ocurridos a partir de flujos de sedimentos no cohesivos, transicionales entre flujo de detritos arenosos y flujo de granos con densidad modificada. Los remates de arenisca fueron probablemente depositados

a partir de suspensiones turbulentas que acompañan a los flujos más densos (Hampton 1975, 1979).

Facies 7: Conglomerados con matriz arenosa

Descripción: La facies 7 es la más abundante en el nunatak Pedersen, con el 42 % de los sedimentos expuestos. Representa el 70 % de las rocas del bloque central. Los conglomerados son muy ricos en clastos, forman bancos lenticulares lateralmente discontinuos, con selección pobre. La matriz suele ser arena muy gruesa a mediana. La estructura interna es clasto-soportada, y en menor medida matriz-soportada. Estos conglomerados pueden clasificarse por la presencia o ausencia de gradación y estratificación, reconociéndose cuatro sub-facies: 7a) conglomerado no-gradado, 7b) conglomerado con gradación inversa-normal, 7c) conglomerado con gradación normal, y 7d) conglomerado normalmente gradado y estratificado. Es común observar transiciones laterales a otras sub-facies en bancos individuales.

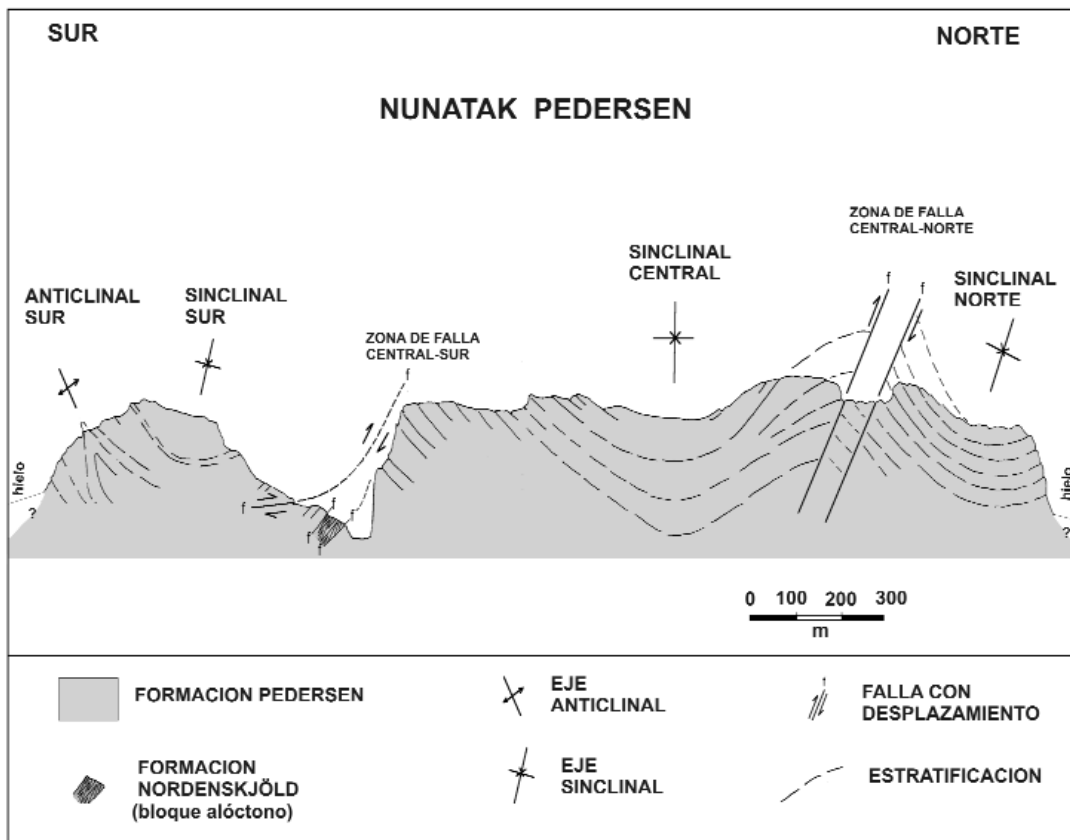


Figura 5: Perfil geológico esquemático del nunatak Pedersen (Fig. 4).

Facies 7a: Conglomerado no-gradado

Descripción: La facies 7a representa el 3 % de la secuencia expuesta, sus bancos tienen espesor variable entre 0,4-7 m, y presentan clastos de hasta 13 cm de diámetro. La estructura interna es no-gradada, clasto-sostén y caótica, la selección por tamaño de los clastos es pobre. Los clastos exhiben imbricación y la matriz es arenosa de grano medio a fino. Esta facies está presente únicamente en el bloque norte.

Interpretación: La desorganización y la naturaleza no-gradada de estos conglomerados permite compararlos con depósitos de flujo de detritos. La ausencia de fango sugiere un mecanismo de sedimentación no cohesivo. Estos conglomerados pudieron depositarse a partir de flujos de detritos, particularmente flujos no cohesivos laminares, de alta concentración, como los descritos por Postma (1986). La falta de gradación y estratificación sugiere que la turbulencia del fluido fue relativamente poco importante en el soporte de los clastos. Esta facies se interpreta como depositada a partir de flujos de detritos arenosos, transicionales a flujos de granos con densidad modificada.

Facies 7b: Conglomerado con gradación inversa-normal

Descripción: La facies 7b es la más abundante (30 %) de la columna litológica analizada. Forma bancos de espesor variable entre 0,1-11,5 m, donde el contacto basal es planar neto a erosivo. El tramo de gradación inversa suele presentar imbricación de los clastos según el eje *a*. El tramo de mayor granulometría suele tener estructura interna clasto-sostén con lineación paralela a la estratificación. En cambio, el tramo granodecreciente frecuentemente es matriz-sostén, y suele rematar con un nivel arenoso granodecreciente correspondiente a la facies 5, donde suele haber concentraciones de clastos inmersos en la base del nivel. Suele contener fragmentos erosionados de fragmoconos de belemnites. En el bloque central constituye el 55 % de la columna total, y 30 % y 15 % en los bloques norte y sur, respectivamente.

Interpretación: La presencia de estructuras tales como la gradación inversa y la imbricación de clastos según el eje *a* sugiere el rol dominante de las presiones dispersivas, pro-

bablemente con una carpeta de tracción en la base de un flujo turbulento, altamente concentrado y de alta energía, como el descrito por Lowe (1982). El intervalo suprayacente de gradación normal puede reflejar la depositación de los clastos a partir de una suspensión concentrada.

La presencia de gradación inversa, estructuras clasto-soportadas e imbricación según el eje *a* de los clastos, sugiere que el proceso de fricción entre los clastos tuvo un rol importante incluso durante la sedimentación de la división R₃ (normalmente gradada de Lowe 1982). El origen de esta facies se atribuye primero al transporte y acumulación de clastos desde una carpeta basal, seguida por sedimentación desde una suspensión de tipo corriente turbidítica de alta densidad.

Facies 7c: Conglomerado con gradación normal

Descripción: La facies 7c representa el 7 % de la sucesión aflorante. El espesor de sus bancos varía entre 0,1-3,4 m. El contacto estratigráfico inferior es neto erosivo, y la estructura interna es clasto-sostenida, pasando hacia arriba a matriz-sostenida. Es común la lineación de clastos según el eje *a*, y en menor medida la imbricación según este mismo eje. A veces presenta cerca de la base clastos pelíticos, provenientes del Miembro Ameghino de la Formación Nordenskjöld. La matriz es arena gruesa a media. Los bancos generalmente poseen remate arenoso granodecreciente con estratificación entrecruzada en artesas correspondiente a la facies 5. Contiene restos vegetales escasos y fragmentos de fragmoconos de belemnites.

Interpretación: Según Lowe (1982), los conglomerados con gradación normal resultan de la sedimentación de gravas por suspensión directa a partir de corrientes turbidíticas de alta densidad, y la presencia de remates arenosos gradados con artesas representa una fase tractiva durante la disminución del flujo. Descrita por Lowe (1982) como división R₃, la sedimentación de esta facies ocurrió directamente desde una corriente turbidítica de alta densidad. La imbricación de los clastos según el eje *a* sugiere que las presiones dispersivas fueron probablemente un factor dominante durante las últimas

etapas del flujo. La alta concentración de clastos y su imbricación según el eje *a* sugieren sedimentación directa por suspensión, la cual fue continuada por una etapa final de flujo de densidad modificada.

Facies 7d: Conglomerado con gradación normal y estratificación

Descripción: La facies 7d representa el 2 % de la sucesión estudiada, el espesor de sus bancos varía entre 3-6 m. Los conglomerados tienen matriz arenosa de grano grueso a mediano, son indistintamente clasto- o matriz-soportados.

Interpretación: La facies 7d es comparable al modelo gradado-estratificado de Walker (1975) y de Lowe (1982) división R₃S₁, representando los típicos depósitos de corrientes de turbidez gravosas de alta densidad.

Facies 8: Brecha y conglomerado con matriz fangosa

Descripción: La facies 8 representa el 5 % de la columna litológica analizada. Forma bancos cuyo espesor varía entre 0,7-7,5 m, con base neta recta, los cuales exhiben gradación inversa con bloques tabulares angulosos que aumentan de tamaño (hasta 4 metros) hacia el techo, donde el contacto estratigráfico superior es irregular. Los bloques se disponen con sus caras mayores subparalelas a los planos de estratificación, formando estratificación horizontal poco marcada. En la parte inferior de los bancos son comunes los clastos subredondeados imbricados y con gradación inversa. La matriz es arena fina limosa de color negro. Es común la presencia de un remate arenoso con estratificación en artesas. Esta facies se identificó en la parte superior de las secciones estratigráficas de los bloques norte y sur, donde representa aproximadamente el 10% de la columna litológica local.

Interpretación: La facies 8 muestra características similares a los depósitos modernos de flujo de detritos en ambientes subaéreos o submarinos. La matriz arenoso-pelítica indica acumulación desde flujos en masa cohesivos. La presencia de gradación inversa en la base puede ser el resultado de la interacción de clastos en la carpeta de tracción de la base de un flujo turbulento de alta energía.

Facies 9: bloque alóctono

Descripción: La facies 9 corresponde a un olistolito o bloque alóctono de gran tamaño que presenta 60 m de largo y 50 m de alto, y cuya profundidad no está expuesta, representa aproximadamente el 10 % de la secuencia. Está compuesta por areniscas de grano muy fino alternadas con pelitas negras, identificadas como pertenecientes al Miembro Ameghino de la Formación Nordenskjöld. Los sedimentos que forman este bloque exhiben fuerte plegamiento isoclinal acompañado de fallamiento. Los contactos superior e inferior del bloque son netos, y los bancos de conglomerado supra e infra-yacentes exhiben replegamiento y fracturación.

Las evidencias sugieren que el deslizamiento del olistolito se habría producido sobre una superficie plana y de baja pendiente, acompañando a la acumulación de conglomerados. El bloque pudo haberse deslizado sobre una capa de clastos gruesos a los que fracturó, produciendo al mismo tiempo deformación y plegamiento de las capas conglomerádicas en el frente de avance. La fuerte deformación interna que llega a la inversión de las capas, observada en los bancos de conglomerados en el bloque sur del nunatak, puede reflejar la existencia de otros olistolitos no expuestos por la erosión.

Interpretación: La dirección y sentido de la deformación observada sugiere la proveniencia del olistolito desde la península Antártica. Olistolitos similares, de varias decenas de metros de diámetro, han sido observados por los autores incluidos en la Formación Pedersen aflorante en península Sobral. Grandes bloques del Miembro Ameghino de la Formación Nordenskjöld de edad jurásica superior, también emplazados por deslizamientos submarinos (*glide blocks*) han sido descritos por Ineson (1985) en el norte de la isla James Ross.

ASOCIACIONES DE FACIES

Las facies sedimentarias identificadas en la sucesión litológica expuesta en el nunatak Pedersen pueden ser agrupadas en tres asociaciones de facies:

1) Asociación de facies conglomerádicas

Descripción: La asociación de facies conglomerádicas consiste mayormente de las facies 3, 4, 5 y 7. Tiene un desarrollo vertical de aproximadamente 150 m, con rasgos erosivos y rápidas variaciones laterales. Está compuesta de conglomerados ricos en clastos que rellenan paleocanales, los cuales son raramente continuos por más de 20 metros, con cambios de facies sobre el mismo banco al alejarse del eje del canal. Las paleocorrientes (Fig. 3) fueron medidas principalmente a partir de la imbricación de los clastos según el eje *a*.

Interpretación: La asociación de facies conglomerádicas representa la depositación en la zona interna canalizada de un abanico submarino de grava gruesa, dentro de un sistema deposicional de alta energía, donde predominan los rasgos erosivos. Los conglomerados son interpretados como depósitos axiales de canales submarinos que forman parte de ambientes sedimentarios que pueden describirse como complejos de abanico submarino de grano grueso. Las múltiples y complejas canalizaciones, los estratos lateralmente discontinuos, la escasez de sedimentos finos y la falta de organización interna sugieren una morfología de canales entrelazados. Las potentes asociaciones de bancos conglomerádicos muestran gradación pobremente desarrollada y una mínima organización de los clastos, lo cual sugiere sedimentación rápida a partir de flujos ricos en sedimentos altamente concentrados. Los grupos de bancos con granulometría fina muestran características indicativas del desarrollo de carpetas de tracción.

2) Asociación de facies de brechas con matriz fangosa

Descripción: La asociación de facies de brechas con matriz fangosa, está expuesta principalmente en la parte inferior del bloque sur, donde consiste de areniscas y pelitas finamente estratificadas (facies 2), depósitos de flujos masivos fangosos (facies 8) y bloque alóctono (olistolito: facies 9). Los bancos son típicamente paralelos y lateralmente persistentes. Los datos de paleocorrientes, medidas mayormente en turboglifos de turbiditas arenosas, indican paleoflujo perpendicular al borde de la península Antártica (Fig. 1), donde probablemente estaba el margen de la cuenca. Esto también coinci-

de con la dirección de proveniencia inferida para el bloque alóctono.

Interpretación: La asociación de facies de brechas con matriz fangosa refleja un ambiente de baja energía, caracterizado por sedimentación desde corrientes de turbidez de baja densidad. La presencia del bloque alóctono (olistolito) indica deslizamientos gravitacionales submarinos ocurridos en adyacencias de una pendiente inestable.

3) Asociación de brechas arenosas

Descripción: La asociación de brechas arenosas está representada principalmente en la parte superior del bloque norte y bloque sur. Está compuesta mayormente por las facies 6 y 8 (Fig. 3), caracterizadas por la inmadurez composicional y textural. La composición de los clastos está dominada por bloques angulosos de hasta 4 m de diámetro, provenientes del Miembro Ameghino de la Formación Nordenskjöld, y la estructura interna predominante es la fuerte gradación inversa, donde los bloques mayores de hasta 4 m de diámetro, se disponen en la parte superior de los bancos. La fuerte angulosidad de los bloques contrasta con el buen redondeamiento de los clastos de la asociación de conglomerados, donde la composición de los clastos está dominada por rocas volcánicas y metamórficas provenientes del arco volcánico.

Interpretación: La asociación de brechas arenosas representa depósitos de la base del talud, ocurridos en la desembocadura de canales que concentran y encauzan sedimentos dentro de la cuenca. La fracción de clastos gruesos, incluyendo los grandes bloques deslizados interpretados como olistolitos, son probablemente intracuencales, derivados de escarpas de fallas submarinas paralelas al margen de la cuenca. Una idea de la extensión geográfica y temporal de estas escarpas, a lo largo del margen oriental de la península Antártica es sugerida por los olistolitos hallados en el nunatak Pedersen del Hauteriviano alto, península Sobral del Barremiano-Aptiano, y particularmente por el gigantesco bloque de 800 por 200 m, deslizado durante el Albiano medio dentro de la cuenca, en el norte de la isla James Ross (Ineson 1985).

AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Se pudieron medir paleocorrientes a partir de turboglifos, ondulitas y artesas presentes en sedimentos arenosos y por imbricación y alineación de los ejes mayores de los clastos en los sedimentos conglomerádicos. Los datos de paleocorrientes provienen principalmente de los bloques sur y norte, los mismos han sido representados en las columnas estratigráficas (Fig. 3). El área de proveniencia de los sedimentos se hallaba al NW del nunatak Pedersen en la península Antártica; esto es compatible con la ubicación de los sedimentos más finos asignados a las facies distales en el bloque sur y la deformación sinsedimentaria producida por el deslizamiento del olistolito.

La identificación y el análisis de las facies y sus asociaciones, permiten reconstruir los ambientes donde se acumularon los sedimentos expuestos en la sucesión que la sucesión litológica del nunatak Pedersen. Los ambientes sedimentarios identificados son: 1) pié de talud (*slope apron*), caracterizado por las asociaciones de facies fangosas y de brechas arenosas. Está bien desarrollado en el bloque sur donde se ubican las facies más distales de este ambiente y 2) abanico submarino (*submarine fan*) canalizado, caracterizado por la asociación de facies conglomerádicas este ambiente tiene amplio desarrollo en el bloque central.

El ambiente de pié de talud se desarrolla

cerca del margen fallado de la cuenca, donde está representado litológicamente por depósitos arenosos y fangosos, mayormente turbidíticos finamente estratificados. Sus depósitos consisten de clastos intracuencales y fragmentos angulosos del Miembro Ameghino de la Formación Nordenskjöld derivados probablemente de abruptas escarpas de fallas submarinas, mientras que los sedimentos del abanico submarino, donde predominan los depósitos de canales entrelazados, se caracterizan por la presencia de conglomerados con clastos bien redondeados provenientes del arco.

El contraste en la proveniencia de los clastos, similar al identificado en la sucesión del nunatak Pedersen del Hauteriviano alto, fue descrito por Ineson (1989) en formaciones conglomerádicas cretácicas correspondientes al Aptiano-Coniaciano, del norte de la isla James Ross, donde se propuso la existencia de una cuenca profunda separada de la línea de costa por una estrecha plataforma marina que permitía acumular temporalmente los aportes detríticos de grano grueso provenientes del arco, los cuales se hallaban en tránsito hacia la parte más profunda de la cuenca.

ESTRUCTURAS DEL NUNATAK PEDERSEN

Las capas del nunatak Pedersen muestran significativas deformaciones pos-deposicio-

nales, consistentes principalmente de fallas de empuje hacia el noroeste y pliegues relacionados (del Valle *et al.* 1993, del Valle y Miller 2001). Las fallas son de alto y bajo ángulo, y están asociadas a pliegues asimétricos de escaso (c. 9°) buzamiento (Figs. 4 y 5). Dos sistemas mayores de fallas de empuje, denominados falla central-norte (FC-N) y falla central-sur (FC-S), dividen al nunatak en tres segmentos principales, los denominados bloques norte, central y sur (Figs. 4 y 5). Las rocas sedimentarias de estos tres bloques tectónicos están plegadas, formando tres sinclinales abiertos y un anticlinal (Figs. 4 y 5).

Los ejes de plegamiento y planos de las fallas principales son paralelos a la costa de la península Antártica, excepto la falla central-norte que tiene rumbo este-oeste y forma un ángulo de 45° con la falla central-sur (Figs. 4 y 5).

Dos sistemas de fallas menores con rumbo oblicuo a transversal y otro longitudinal paralelo a los ejes de plegamiento, cortan los pliegues en cada bloque tectónico (Fig. 5). Muchas de las fallas transversales son fallas directas sub-verticales en todos los bloques tectónicos, mientras que el sistema de fallas longitudinales incluye fallas inversas que inclinan en direcciones opuestas (hacia el nor-noroeste y sud-sudeste), integrando un sistema de fallas conjugadas.

La gruesa sucesión de capas de conglomerados gradados hasta areniscas expuesta en

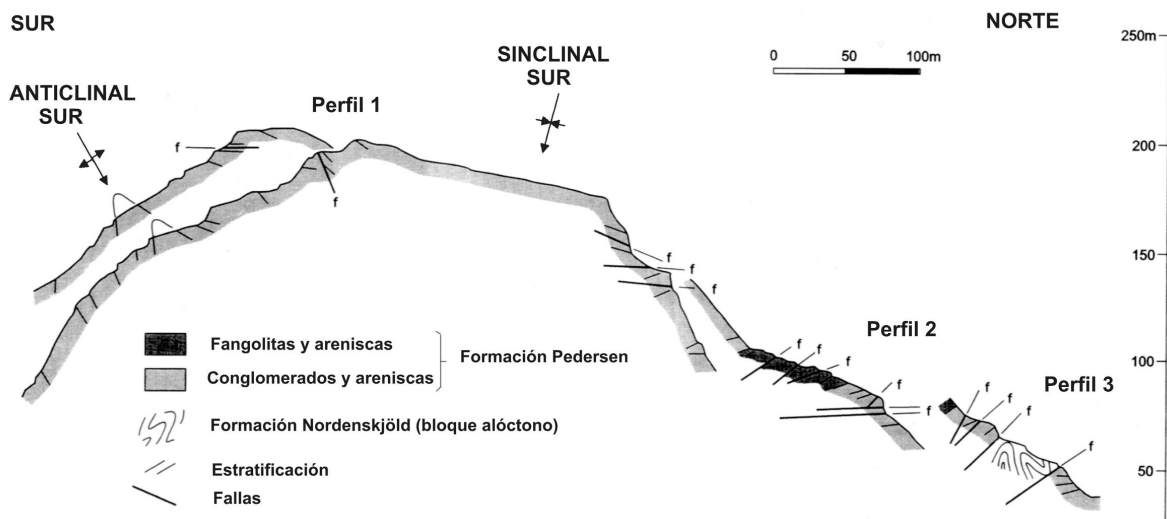


Figura 6: Perfil geológico detallado del bloque tectónico sur del nunatak Pedersen (Figs. 4 y 5) (según del Valle y Miller 2001).

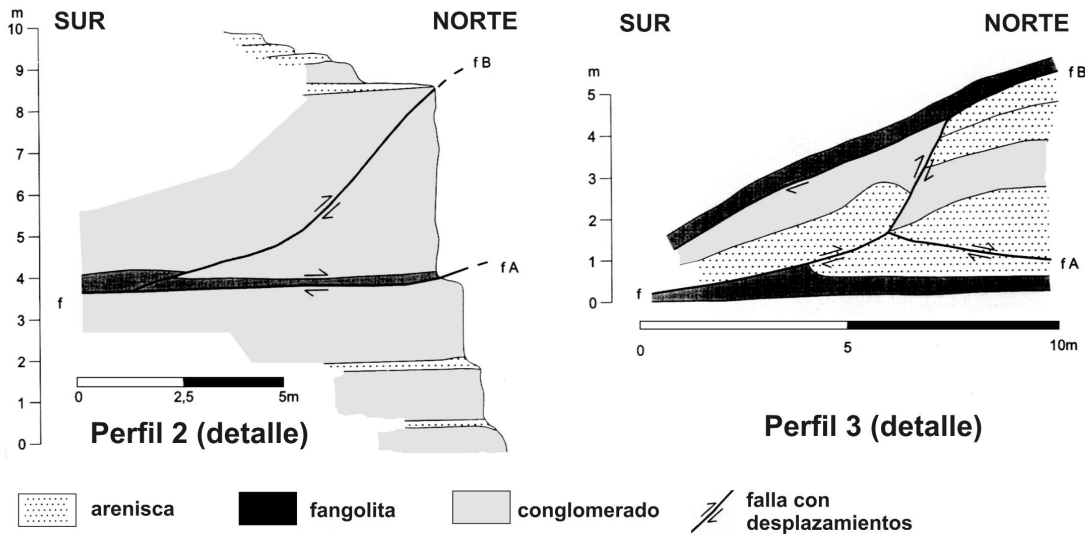


Figura 7: Perfiles geológicos detallados de las localidades señaladas en la Fig. 6: Perfil 2 y Perfil 3. fA y fB: fallas involucradas en corrimientos (según del Valle y Miller 2001).

el bloque norte está plegada, formando un sinclinal (Figs. 4 y 5: sinclinal norte) que buza suavemente (5°) hacia el sudoeste. El limbo norte del mismo tiene menos pendiente que el limbo sur, el cual inclina 50° - 60° hacia el noroeste es cortado por fallas inversas (Figs. 4 y 5, falla central-norte). Estas fallas inversas de alto ángulo tienen rumbo $N85^\circ$ e inclinan 70° hacia el sud-sudeste. Las mismas separan a los bloques norte y central, produciendo pliegues de arrastre en los bancos de conglomerados del bloque de falla ascendido (Fig. 5: bloque central), sugiriendo que los desplazamientos hacia el norte fueron significativos a través de esta falla.

Un sinclinal abierto con su eje buzando suavemente $c. 5^\circ$ hacia el oeste-sudoeste afecta las capas conglomerádicas que forman el bloque central, donde fallas directas menores del sistema transversal inclinan hacia el oeste (Fig. 5). El limbo austral de este sinclinal es cortado por un sistema de fallas inversas que inclinan hacia el sudeste (Fig. 5: falla central-sur).

Las capas del bloque sur exhiben una estructura compleja compuesta de un sinclinal (sinclinal sur) y un anticlinal contiguo (anticlinal sur) (Figs. 5 y 6). En la parte noreste de este bloque tectónico, las capas forman un sinclinal suave que buza $c. 7^\circ$ hacia el noreste, con su limbo norte inclinando 20° - 40° al sudeste (Fig. 5: sinclinal sur). El pliegue está asociado a una serie de fallas inversas imbricadas que inclinan suavemen-

te al sudeste. Estas fallas pertenecen al complejo de fallas inversas denominado falla central-sur (Fig. 5). El anticlinal (Figs. 4 y 5: anticlinal sur) en el extremo sur del nunatak, buza 5° - 9° hacia el sudoeste. Su limbo austral, el cual inclina hasta 85° hacia el sudeste, llega a estar localmente volcado hacia el noroeste (Fig. 6).

En el flanco noroeste del bloque sur, los planos de falla de bajo ángulo del sistema de falla central-sur coinciden con los planos de estratificación de las lutitas que forman parte de la sucesión expuesta, y actuaron como lubricantes, favoreciendo los desplazamientos de las capas de conglomerados, donde se forman pequeños flats y rampas (Figs. 7a, 7b, 8). Fallas de empuje de alto y bajo ángulo forman un sistema de fallas inversas imbricadas (Fig. 6). En esta localidad son comunes las rápidas variaciones de inclinación de las fallas y se observan estructuras complejas de tipo duplex (Fig. 7, a y b: fallas implicadas en corrimientos). En el extremo noreste del bloque sur, las capas de conglomerados están alternadas con areniscas y lutitas. Hacia la base de los afloramientos, las capas conglomerádicas incluyen un gran bloque alóctono (olistolito), formado por rocas jurásicas (Figs. 5 y 6) y deslizado entre los sedimentos cretácicos. Este olistolito yace con su cara mayor paralela a la estratificación de los conglomerados. El mismo está compuesto de fangolitas con radiolarios alternadas con tobas finamente laminadas del Miembro Ameghino

de la Formación Nordenskjöld del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Farquharson 1983a), las cuales están muy deformadas, exhibiendo cerrados pliegues isoclinales buzantes hacia el sudoeste acompañados por series de fallas con rumbo este-noreste. Olistolitos de mayor tamaño de hasta 800 por 200 m y similar composición al descrito, fueron interpretados por Ineson (1985) como *glide blocks* (bloques deslizados), transportados por deslizamientos gravitatorios submarinos, frecuentes dentro del Grupo Gustav inferior en el norte de la isla James Ross.

En el bloque sur del Valle y Miller (2001) obtuvieron datos de 33 planos de falla y sus lineaciones. Graficados en un diagrama de Höppener (1955), estos datos permiten identificar dos tipos de fallas (Fig. 9):

- a): fallas de empuje con rumbo noreste, muchas de las cuales muestran estriaciones mayormente paralelas a la inclinación de las fallas, indicando que los últimos desplazamientos registrados estuvieron dirigidos hacia el noroeste con una mínima componente dextrógriga de rumbo, y
- b): fallas con rumbo noroeste, las cuales se interpretan como un juego de fallas oblicuas directas, con pequeños desplazamientos de rumbo.

EDAD DE LA DEFORMACIÓN

Las estructuras pos-deposicionales que a-

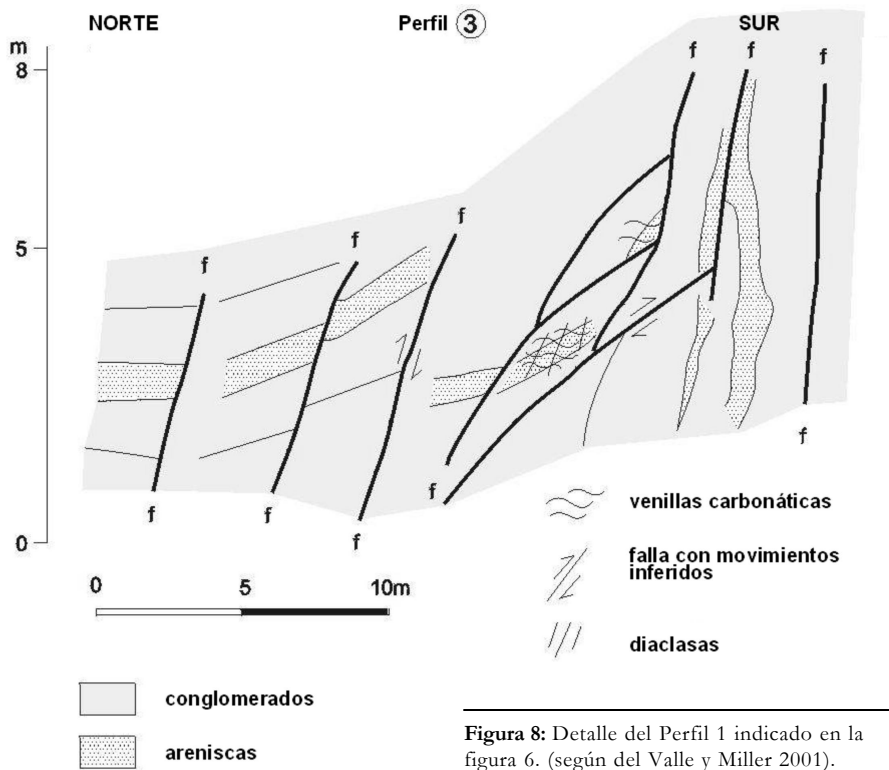


Figura 8: Detalle del Perfil 1 indicado en la figura 6. (según del Valle y Miller 2001).

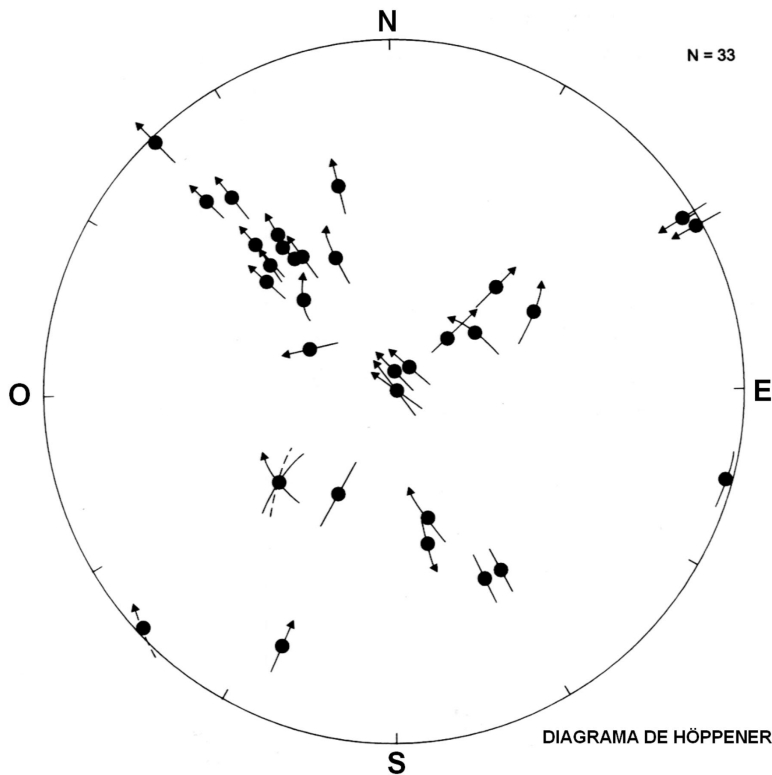


Figura 9: Diagrama de Höppener, mostrando la orientación de las 33 fallas reconocidas en el bloque tectónico sur del nunatak Pedersen (Fig. 1), y la dirección de las estrías de falla medida en cada una de ellas (según del Valle y Miller 2001).

fectan a la Formación Pedersen sólo pueden ser datadas como más jóvenes que Hauteriviano alto.

La presencia de megaclastos del Miembro Ameghino de la Formación Nordenskjöld en las capas del nunatak Pedersen extiende el área con evidencias de ascensos de gran escala ocurridos durante el Cretácico inferior, desde el norte de la isla James Ross hasta el nunatak Pedersen (Fig. 1).

Adicionalmente, la confirmación de una edad hauteriviana alta para las capas del nunatak Pedersen, extendería el rango de edad de la Formación Pedersen hacia atrás en el tiempo, corroborando que el margen de la cuenca Larsen en la región del nunatak Pedersen-península Tabarin fue controlado por la actividad de fallas desde el Hauteriviano alto hasta el Coniaciano temprano (Hathway 2000).

Vaughan y Storey (1997) propusieron que la deformación consistente de fallas de empuje dirigidas hacia el noroeste, pliegues extensionales y desplazamientos de rumbo, expuestos en la Formación Nordenskjöld del noreste de la península Antártica (Whitham y Storey 1989), fue causada por traspresión levógiara en dirección nordeste durante el evento 2 de Vaughan y Storey (1997): compresión jurásica tardía-cretácica temprana. Asimismo, la interrupción de la sedimentación a lo largo del margen de la cuenca Larsen (Macdonald y Butterworth 1990) puede indicar que la deformación alcanzó su pico máximo en ese mismo tiempo.

Siguiendo las ideas de Vaughan y Storey (1997), en su evento 4: compresión del Cretácico medio, sedimentos de grano grueso se depositaron en la cuenca Larsen durante el Aptiano-Albiano (Cuadro 1: estratos de la Formación Pedersen en la península Sobral y el Grupo Gustav inferior en la isla James Ross). Estos depósitos pueden reflejar periódicos ascensos y rejuvenecimiento del arco magmático (Ineson 1989) durante el evento tectónico que Vaughan y Storey (1997) asignaron al Cretácico medio.

El progresivo volcamiento sin-deposicional hacia el sudeste exhibido por las formaciones del Grupo Gustav inferior (Whitham y Marshall 1988) y la deformación pos-deposicional de la Formación Pedersen fueron relacionadas por Hathway (2000) a fases de

la inversión parcial de la cuenca ocurrida durante el Coniaciano en el norte de la isla James Ross. Según Hathway (2000) este volcamiento ocurrió durante la última parte de un evento tectónico que incluye extensión del arco en el Cretácico Temprano y compresión en el Cretácico medio. Esto sugiere su inclusión dentro del evento 4 de Vaughan y Storey (1997), el cual comprende compresión durante el Cretácico medio.

DISCUSIÓN

La comparación de las sedimentitas de la Formación Pedersen aflorantes en el nunatak homónimo con las de península Sobral y con otras unidades estratigráficas del norte de la isla James Ross que presentan facies similares, permite aplicar las conclusiones paleoambientales propuestas por Hathway y Kelley (2000) e Ineson (1989) respectivamente.

En península Sobral la Formación Pedersen está dominada por bancos amalgamados de conglomerados clasto soportados, en menor proporción areniscas, además de estratos ricos en piroclastos y bloques aislados de la Formación Nordenskjöld (Hathway y Kelley, 2000).

Según Ineson (1989), el ambiente de sedimentación marina de los estratos de edad cretácica inferior a media de la isla James Ross en la cuenca Larsen, corresponde a un margen de cuenca afectado por fallas al oeste, flanqueado por detritos de talud, los cuales forman localmente lóbulos ricos en arena en la desembocadura de canales de talud (*slope gullies*). En estos depósitos la profundidad del agua es difícil de cuantificar, pero la diferenciación entre depósitos de *slope apron* y de abanico submarino puede basarse en su organización interna, paleocorrientes y los mecanismos deposicionales. La asignación a uno u otro tipo de depósitos puede realizarse a partir de la proveniencia de los detritos gruesos. En efecto, Ineson (1989) en la isla James Ross sugiere que los sedimentos del abanico submarino forman cuerpos separados por depósitos composicionalmente distintivos, ricos en fango de los depósitos del *slope apron*.

Según Ineson (1989), este marcado contraste en la proveniencia de los materiales clásicos sugiere que la cuenca de aguas profun-

das estaba separada de la línea de costa por una estrecha plataforma marina que sirvió para alojar temporalmente los detritos aportados desde el arco volcánico mesozoico de la península Antártica, los cuales se hallaban en tránsito hacia aguas más profundas. Estas conclusiones paleoambientales pueden ser aplicadas también a la Formación Pedersen.

La extensión a través del arco dominó la evolución tectónica de la península Antártica durante la mayor parte del Mesozoico y Cenozoico (Leat *et al.* 1997). Durante la transpresión levógira del Jurásico tardío-Cretácico temprano (Vaughan y Storey 1997), importantes empujes dirigidos hacia el noroeste acompañados por fallamiento extensional y desplazamientos de rumbo, ocurrieron a lo largo de este sistema de fallas desde el Tithoniano en adelante (Whitham y Storey 1989).

Esta deformación fue principalmente compresiva y afectó a la Formación Nordenskjöld y los estratos del Cretácico Inferior de la Formación Pedersen en la península Sobral (Whitham y Storey 1989, Whitham y Doyle 1989), (Fig. 2). Por otra parte, la deformación en el nunatak Pedersen fue relacionada a la inversión parcial de la cuenca Larsen ocurrida durante el Cretácico tardío (Hathway 2000), la cual está claramente documentada en el norte de la isla James Ross. En todos los casos, la deformación consistente de fallas de empuje con vergencia noroeste y/o pliegues en la misma dirección y sinclinales monoclinales, se concentra en ambientes locales y restringidos a una faja estrecha (c. 10 km de ancho) paralela al borde oriental de la península Antártica (Fig. 1).

Fallas de inclinación, directas e inversas, y pliegues con buzamiento suave son las estructuras del nunatak Pedersen comúnmente asociadas a la deformación confinada a una larga y estrecha zona de falla de empuje (Fig. 1).

Las estructuras del nunatak Pedersen son complejas, pero la vergencia noroeste de las fallas de empuje y la disposición de los pliegues asociados en esta misma dirección sugieren su desarrollo en el mismo campo de esfuerzos. El máximo esfuerzo compresivo pudo haber actuado en dirección SE-NO, oblicua a la costa oriental de la penín-

sula Antártica (Fig. 1). Lineaciones de falla bien preservadas se registraron solamente en el bloque sur del nunatak Pedersen (del Valle y Miller 2001). La aplicación del diagrama de Höppener (1955) (Fig. 9) sugiere que un sistema de empuje dirigido hacia el NO, con mínimos desplazamientos oblicuos, fue dominante en el área. Estas fallas de empuje están cortadas por fallas con rumbo noroeste, las cuales son atribuidas a un juego de fallas subordinadas oblicuas, directas o inversas, también con mínimos componentes de rumbo (Fig. 9) (del Valle y Miller 2001).

Esto sugiere que los rasgos estructurales desarrollados con rumbo NE en el nunatak Pedersen se produjeron por compresión oblicua o casi perpendicular al eje mayor de la península Antártica (Fig. 1), formando parte del cinturón fallado y plegado en el borde occidental de la cuenca Larsen durante el Cretácico medio, como fue propuesto por del Valle y Nuñez (1986) y del Valle y Miller (2001).

La falta de contactos estratigráficos con otras formaciones y las fuertes variaciones litológicas laterales dificultan la correlación directa de la Formación Pedersen con otras unidades geológicas del norte de la península Antártica. Hathway (2000) asigna los conglomerados de la península Sobral al Albiano temprano y los correlaciona con la parte inferior del Grupo Gustav del norte de la isla James Ross, en cambio refiere al Hauteriviano la sucesión del nunatak Pedersen (Cuadro 1).

Asimismo, conglomerados marinos mesozoicos expuestos en los nunataks Rubulis y Sigfrido en el oeste de la península Tabarin (Fig. 1) son correlacionados con el Grupo Gustav inferior y la Formación Pedersen (Scasso *et al.* 1986, del Valle *et al.* 2001, del Valle y Miller 2001, del Valle y Scasso 2004). Estas correlaciones sugieren que la parte temprana del registro estratigráfico de la historia deposicional y tectónica de la cuenca Larsen está representada por la Formación Pedersen junto a la parte inferior del Grupo Gustav y capas equivalentes de la península Tabarin.

Las potentes sucesiones de conglomerados marinos mesozoicos distribuidas en distintas localidades alineadas a lo largo del borde occidental de la cuenca Larsen, entre el nu-

natak Pedersen y la península Tabarin (Fig. 1), reflejan los ascensos de gran escala que ocurrieron en el arco volcánico en una parte del período Cretácico (Hauteriviano/Coniaciano), formando parte de un sistema de cuñas de acumulación sintectónica (Hathway 2000).

De acuerdo a Hathway (2000), no está claro si el fallamiento de empuje y el plegamiento asociado representan la reactivación de estructuras extensionales del basamento o si las estructuras se formaron enteramente durante la fase post-albiano temprano de inversión de la cuenca Larsen. El proceso puede haber sido transpresivo (Vaughan y Storey 1997, evento 4: compresión del Cretácico medio). La deformación está probablemente vinculada a la desaceleración coniaciana? y/o cesación de la subsidencia diferencial durante la depositación de la Formación Hidden Lake del Grupo Gustav superior. Esta unidad estratigráfica es relacionada por Macdonald *et al.* (1988) y Pirrie *et al.* (1991) al ascenso tectónico vinculado a la inversión de la cuenca (Hathway 2000). Anomalías estratigráficas en el registro sedimentario del Cretácico Superior de la cuenca Larsen observadas por Strelin *et al.* (1992) en el occidente de la isla James Ross también pueden relacionarse a la inversión de la cuenca (del Valle y Miller 2001).

Los últimos movimientos a lo largo de la zona de falla de rumbo levógiro que se desarrolla en dirección sudoeste-noreste, propuesta costa afuera (c. 150 km al oriente de la península Antártica), al este de la región comprendida por la isla Marambio (64° 17'S, 56°45'O) y la península Jason (66° 10'S, 61°00'O), ocurrieron como máximo durante el Oligoceno (Sloan *et al.* 1995). La estructura de flor invertida registrada en el sustrato marino mediante relevamientos sísmicos por Sloan *et al.* (1995) en esta zona de falla de empuje, puede reflejar una arquitectura ya sea producida por tectónica compresional o por estructuras post-inversión, tales como fallas reactivadas de un graben y empujes derivados de fallas con vergencia hacia el bloque de falla ascendido producidas por simple compresión SE-NO. De todos modos, esta deformación registra los efectos de un evento deformacional transpresivo del Terciario medio o tardío en el área de la cuenca Larsen (del Valle y Miller

2001), y es más joven que la extensión que ocurrió en el arco durante el Cretácico tardío-Terciario temprano (Leat *et al.* 1997). También a partir de datos sísmicos, King y Bell (1966) han identificado esfuerzos de cizalla (*shear*) levógiros en el sur de la península Antártica, similares a los que afectan la cuenca Larsen.

Dado lo escaso y aislado de los afloramientos sobre la costa oriental de la península Antártica, las estructuras del nunatak Pedersen y su correlación con estructuras similares en la península Sobral y el norte de la isla James Ross son críticas para identificar una zona fallada y plegada en el borde noroeste de la cuenca Larsen (del Valle y Miller 2001).

La zona de fallamiento compresivo dirigido hacia el noroeste durante el Mesozoico superior es casi paralela a la zona de fallamiento inverso del Paleógeno superior identificada por Sloan *et al.* (1995) costa afuera hacia el este de la península Antártica. No se observan diferencias críticas en los patrones regionales de ambas zonas de deformación que bordean los afloramientos de la cuenca Larsen. Ambas zonas de falla pueden tener orígenes similares, siendo expresiones superficiales de importantes desplazamientos en profundidad, los cuales pueden haber cambiado de dirección con el tiempo.

Las interrupciones observadas en la secuencia sedimentaria del Cretácico Superior expuesta en la isla James Ross fueron vinculadas por Strelin *et al.* (1992) a fallamiento, ocurrido a lo largo del denominado Dreadnought Belt. Este rasgo estructural se desarrolla aproximadamente paralelo a la zona de deformación del Mesozoico Superior que afecta al Grupo Gustav inferior, y puede ser una rama anastomosada derivada de la zona de intenso fallamiento (del Valle y Miller 2001). Otras interrupciones en la misma secuencia, pero en el área de punta Rabot (64°17'S, 57°20'O) y cabo Hamilton (64°22'S, 57°18'O), en la isla James Ross, también pueden ser atribuidas a fallamiento posterior al relleno Cretácico Superior de la cuenca, lo cual es consistente con la evidencia estratigráfica que sugiere sobrecoimientos de 180-600 m a lo largo de las mencionadas zonas de deformación de la isla James Ross (Strelin *et al.* 1992). Estos

movimientos son anteriores a las erupciones basálticas del Grupo Volcánico de la Isla James Ross atribuido al Mioceno-Reciente (Strelin *et al.* 1992).

Adicionalmente existe una relación espacial obvia entre el desarrollo de las zonas de falla propuestas en el borde nor-occidental de la cuenca Larsen y la distribución de los centros eruptivos del Cenozoico tardío en los nunataks Foca (Fig. 1), donde se considera que las erupciones de basaltos alcalinos fueron controladas por fallas recientemente activas (Veit *et al.* 1997).

CONCLUSIONES

Las capas conglomerádicas del Hauteriviano alto expuestas en el nunatak Pedersen se depositaron durante un período de extensión cortical que afectó a la cuenca Larsen durante el Cretácico Temprano. La sucesión litológica consiste de sedimentos acumulados en dos tipos de ambientes: 1) pié de talud (*slope apron*), caracterizado por las asociaciones de facies fangosas y de brechas arenosas, y 2) abanico submarino (*submarine fan*) canalizado, caracterizado por la asociación de facies conglomerádicas.

Las paleocorrientes medidas y la deformación sinsedimentaria observada indican que el área de aporte fue la península Antártica. La presencia de olistolitos sugiere la existencia grandes fallas en el borde de la cuenca desde el Hauteriviano alto. Nos se observan en el nunatak pedersen sedimentos piroclásticos como los reconocidos en península Sobral.

Estas capas exhiben significativa deformación compresiva posdeposicional, con empujes dirigidos hacia el noroeste que causaron fallamiento y plegamiento relacionados, los cuales ocurrieron probablemente durante el Cretácico medio. Las estructuras compresivas son paralelas al borde oriental de la península Antártica, donde se infiere un importante sistema de fallas que han estado activas intermitentemente desde el Cretácico Temprano (Hathway 2000).

Según del Valle y Miller (2001), el régimen tectónico puede haber cambiado de extensional a compresivo cuando la cuenca sufrió acortamiento local, y su región marginal adquirió propiedades de área con relieve estructural positivo. Esto sugiere que las

fallas inversas que inclinan hacia el sudeste en el nunatak Pedersen pueden representar parte de un sistema de fallas de empuje desarrollado en una cuenca extensional invertida. Este proceso involucró la reactivación de fallas extensionales preexistentes que cambiaron su actitud a fallas inversas, deformando las capas del nunatak Pedersen durante la etapa de compresión del Cretácico medio en la cuenca Larsen.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento al Lic. Francisco A. Medina por su valiosa colaboración, y al Dr. Eduardo B. Olivero y Dr. Roberto A. Scasso por sus valiosos comentarios que contribuyeron a mejorar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, 168 p., Amsterdam.
- del Valle, R.A. y Fourcade, N.H. 1986. La cuenca sedimentaria pos-Triásica del extremo nor-oriental de la península Antártica. Contribución del Instituto Antártico Argentino 323: 1-24.
- del Valle, R.A. y Nuñez, H.J. 1986. Estructuras tectónicas en el borde oriental de la península Antártica y su posible relación con el cinturón de compresión del arco volcánico mesozoico. *Geoacta* 13(2): 313-324.
- del Valle, R.A., Elliot, D.H. y Macdonald, D.I.M., 1992. Sedimentary basins on the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature. *Antarctic Science* 4: 477-478.
- del Valle R.A., Lirio, J.M. y Nuñez, H.J. 1993. Estructura Tectónica del Nunatak Pedersen, Antártida. En Rinaldi, C.A. (ed.) Instituto Antártico Argentino, Segundas Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas: 239-253, Buenos Aires.
- del Valle, R.A. y 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.A., Morelli, J.R. y Rinaldi, C.A. 2001. Geology of new sites at Tabarin Peninsula, Antarctica. *Antarctic Science* 13(3): 323-328.
- del Valle, R.A. y Scasso, R.A. 2004. Límite entre la Cuenca Larsen y el Arco Magmático de la Península Antártica en la Península Tabarin, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59(1): 38-44.
- Elliot, D.H. 1966. Geology of the Nordenskjöld Coast and a comparison with north-west Trinity Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin* 10: 1-43.
- Elliot, D.H. 1988. Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, northern Antarctic Peninsula. En Feldmann, R.M. y Woodburne, M.O. (eds.) *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. The Geological Society of America, Memoir 169: 541-555.
- Farquharson, G.W. 1983a. The Nordenskjöld Formation of the northern Antarctic Peninsula: an Upper Jurassic radiolarian mudstone and tuff sequence. *British Antarctic Survey Bulletin* 60: 1-22.
- Farquharson, G. W. 1983b. Evolution of Late Mesozoic sedimentary basins in the northern Antarctic Peninsula. En Oliver, R.I., James, P.R. y Jago, J.B. (eds.) *Australian Academy of Science, Antarctic Earth Sciences* 323-327, Canberra.
- Hathway, B. 2000. Continental rift to back-arc basin: Jurassic-Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen basin, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society* 157: 417-432, London.
- Hathway, B. y Kelley S.P. 2000. Sedimentary record of explosive silicic volcanism in Cretaceous deep-marine conglomerate succession, northern Antarctic Peninsula. *Sedimentology* 47: 451-470.
- Hampton, M.A. 1975. Competence of fine-grained debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology* 45: 838-844.
- Hampton, M.A. 1979. Bouyancy in debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology* 49: 753-758.
- Höppener, R. 1955. Tektonik im Schiefergebirge. *Geologische Rundschau* 44: 26-58.
- Ineson, J.R., 1985. Submarine glide blocks from Lower Cretaceous of Antarctic Peninsula. *Sedimentology* 32: 659-670.
- Ineson, J.R., Crame, J.R. and Thomson, M.R.A. 1986. Lithostratigraphy of the Cretaceous strata of west James Ross Island. *Cretaceous Research* 7: 141-159.
- Ineson, J.R. 1989. Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin, Antarctica. *Sedimentology* 36: 793-819.
- King, E.C. y Bell, A.C. 1996. New seismic data from the Ronne Ice Shelf, Antarctica. En Storey, B.C., King, B.C. y Livermore, R.A. (eds.) *Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up*. The Geological Society, Special Publication 108: 213-226, London.
- Leat, P.T., Scarrow, J.H. y Wareham, C.D. 1997. A model for Late Triassic to Early Cretaceous Antarctic Peninsula plutonism. En Ricci, C.A. (ed.) *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. 7° International Symposium on Earth Sciences, Proceedings: 331-326, Terra Antarctica Publications, Siena.
- Lowe, D.R. 1982 Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. En Doyle, L.J. y Pilkey, O.H. (eds.) *Geology of Continental Slopes*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 27: 75-82, Tulsa.
- Lowe, D.R. 1981. Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52: 279-297.
- Macdonald, D.I.M., Barker, P.F., Garrett, S.W., Ineson, J.R., Pirrie, D., Storey, B.C., Whitham, A.C., Kinghorn, R.R.F. y Marshal, J.E.A. 1988. A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. *Marine Petroleum Geology* 169: 203-219.
- Macdonald, D.I.M. y Butterworth, P.J. 1990. The stratigraphy, setting and hydrocarbon potential of the Mesozoic sedimentary basins of the Antarctic Peninsula. En St. John, B. (ed.) *Antarctica as an Exploration Frontier*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 31: 101-125.
- Middleton, G.V. 1967. Experiments on density and turbidity currents, III: Deposition of sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4: 475-505.
- Pirrie, D., Whitham, A.G. y Ineson, J.R. 1991. The role of tectonics and eustasy in the evolution of a marginal basin: Cretaceous-Tertiary Larsen Basin, Antarctica. En Macdonald, D.I.M. (ed.) *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-level Changes at Active Margins*, International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: 293-305.
- Postma, G. 1986. Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow condition during sedimentation. *Geology* 14: 291-294.

- Scasso R.A., del Valle, R.A. y Ambrossini G. 1986. Caracterización litológica y paleoambiental de las sedimentitas cretácicas del nunatak Troilo, península Tabarin, Antártida. Instituto Antártico Argentino, Contribución 328: 1-15.
- Sloan, B.J., Lawver, L.A. y Anderson, J.B. 1995. Seismic Stratigraphy of the Larsen Basin, eastern Antarctic Peninsula. En Cooper, A.K., Barker, P.F. y Brancolini, G. (eds.) Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin, Antarctic Research Series 68: 59-74.
- Storey, B.C., Vaughan, A.P.M. y Millar, I.L. 1996. Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. En Storey, B.C., King, B.C. y Livermore, R.A. (eds.) Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up, The Geological Society, Special Publications 108: 87-103, London.
- Strelin, J.A., Scasso, R.A. y Olivero E.B. 1992. New localities of the Santa Marta Formation (late Cretaceous), James Ross Island, Antarctica. Stratigraphy and structural implications. En Rinaldi, C.A. (ed.) Geología de la Isla James Ross, Instituto Antártico Argentino, 221-237, Buenos Aires.
- Surlyk, V.F. 1984. Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, East Greenland. En Koster, E.H. y Steel, R.J. (eds.) Sedimentology of gravels and conglomerates, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 359-382.
- Thomson, M.R.A. y Farquharson, G.W. 1984. Discovery and Significance of the Ammonite Genus Favrella in the Antarctic Peninsula Area. British Antarctic Survey Bulletin 62: 7-14.
- Vaughan, A.P.M. y Storey, B.C. 1997. Mesozoic geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula. En Ricci, C.A. (ed.) The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes, 7° Symposium on Antarctic Earth Sciences, Proceedings: 373-382, Terra Antarctica Publication, Siena.
- Vaughan, A.P.M. 1995. Circum-Pacific mid-Cretaceous deformation and uplift: A superplume-related event? *Geology* 23(6): 491-494.
- Veit, A., Miller, H. y del Valle, R.A. 1997. Mantle upwelling behind a remnant arc: The Seal Nunataks volcanics, Antarctic Peninsula. *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft Beihefte, European Journal of Mineralogy* 9(1): 370.
- Walker R.G. 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Bulletin of the Geological Society of America* 86: 737-748.
- Whitham, A.G. y Doyle, P. 1989. Stratigraphy of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Nordenskjöld Formation of eastern Graham Land, Antarctica. *Journal of South American Earth Sciences* 2(4): 371-384.
- Whitham, A.G. y Marshall, E.A. 1988. Syndepositional deformation in a Cretaceous succession, James Ross Island, Antarctica. Evidence from vitrinite reflectivity. *Geological Magazine* 125(6): 583-591.
- Whitham, A.G. y Storey, B.C. 1989. Late Jurassic-Early Cretaceous strike-slip deformation in the Nordenskjöld Formation of Graham Land. *Antarctic Science* 1: 269-278.

Recibido: 14 de noviembre, 2006
 Aceptado: 28 de mayo, 2007