

La fracturación en el Cabo Shirreff, Isla Livingston, Antártida Occidental

Fracture patterns in Cape Shirreff, Livingston Island, Western Antarctica

J.M. González-Casado, J. Giner y J. López-Martínez

Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.

ABSTRACT

The Cape Shirreff, located in the northern part of Livingston Island, South Shetland Islands, represents one of the points of this island arc adjacent to the related trench. Here outcrop a volcanic succession with, probably, an Upper-Cretaceous age. A fault tectonic analysis was performed here in order to decipher the deformation processes that take place in an island arc close to a subduction zone. The measured faults show dip-slip and normal-oblique slip senses of movement, and they have four different trends (N120°E, N20°E, N150°E and N80°E). These directions are subparallel with the main linear landforms (valleys and scarps) and with the coastal line geometry. Seventy-nine fault slickensides measured in the volcanic materials have been analyzed by means of fault population analysis methods to deduce the stress tensor actives during the fault movements. Five of the calculated stress tensors are extensional, with a regional NE-SO main extension direction (i.e., σ_3). The analysis also shows one extensional tensor with NO-SE extension direction. The first stress tensor was probably related with the dyke injection episode, and is compatible with the stresses transmitted from the subduction zone. And the second can be related with the extension associated with the opening of the back-arc basins located towards the south (Bransfield Basin). The precise age of these tensors and the evidences of two different episodes of faulting remain undetermined.

Key words: fault analysis, stress field, Cape Shirreff, Livingston Island, Antarctica

Geogaceta, 26 (1999), 31-34
ISSN: 0213683X

Introducción

La Isla Livingston forma parte del archipiélago de las Islas Shetland del Sur, un arco isla situado al noroeste de la Península Antártica, entre 61° y 63°20' de latitud sur y 53°50' y 62°50' de longitud oeste (Fig. 1a). Al noroeste del archipiélago, es decir, hacia el Paso de Drake, una ancha plataforma continental precede a una estrecha y profunda fosa submarina, la Fosa de las Shetland del Sur, donde se alcanzan 5.500 m de profundidad (Ashcroft, 1972). Hacia el sudeste, se localiza el Estrecho Bransfield, una pequeña cuenca alargada en dirección NE-SO en la cual el fondo oceánico alcanza los 2.000 m de profundidad. En la región del Estrecho Bransfield hay evidencias de importante actividad volcánica submarina reciente (e.g. Gràcia *et al.*, 1996), así como varias islas volcánicas (e.g. Isla Decepción). Por consiguiente, las Islas Shetland del Sur están situadas entre una zona de subducción y una cuenca tras-arco (*back-arc basin*). Existe una cierta controversia sobre el grado de actividad tectónica de la zona de subducción, aunque en general es admitido que dicha zona es poco o nada activa (e.g. Barker, 1982; Maldonado *et al.*, 1994). Por otro

lado, también existen discrepancias sobre el grado de extensión y la existencia o no de una corteza oceánica incipiente en la Cuenca de Bransfield (e.g. Gràcia *et al.*, 1996; Lawver *et al.*, 1996).

Las islas que constituyen este archipiélago se caracterizan por tener un extenso recubrimiento glaciar quedando sólo descubiertas de hielo pequeñas penínsulas, cabos y otros puntos, en general cercanos a la línea de costa y de difícil acceso. El área libre de hielo representa aproximadamente el 10% de la superficie total de las Islas Shetland del Sur (Martínez de Pisón *et al.*, 1992). El relieve de las islas es peculiar ya que se caracteriza en líneas generales por la existencia de numerosas superficies o plataformas erosivas, muchas de ellas de origen marino, localizadas a diferentes cotas (e.g. López-Martínez *et al.*, 1992 y 1996), y por las formas de origen glaciar. Estos relieves son probablemente el resultado del levantamiento isostático asociado con las fluctuaciones glaciares cuaternarias y de procesos tectónicos recientes.

El objeto de este trabajo es medir las orientaciones de planos fallas con estrías, que permitan además establecer el sentido de desplazamiento, en la zona del Cabo Shi-

reff, para aplicando los métodos de análisis poblacional de fallas poder deducir los tensores de esfuerzo bajo los cuales fueron activas estas fallas. Debido a que el Cabo Shirreff es uno de los puntos descubiertos de hielo más cercanos a la Fosa de la Shetland del Sur (Fig. 1), y a que en el mismo afloran rocas volcánicas de edad conocida, los tensores de esfuerzos deducidos se podrán relacionar con la actividad de esta estructura. Además, los tensores de esfuerzos deducidos se podrán comparar con los establecidos en otras zonas de esta isla de donde existen discrepancias sobre el orden de los episodios de fracturación (e.g. Santanach, *et al.*, 1992 y 1996; Willan, 1994; González-Casado *et al.*, 1997).

Geología del Cabo Shirreff

En los aproximadamente 3 km² libres de hielo del Cabo Shirreff los materiales que afloran son mayoritariamente rocas de origen volcánico con un grado de alteración variable (e.g. Hobbs, 1968; Smeilie *et al.*, 1984 y 1996; Vilaplana *et al.*, 1993; Pallás, 1996). Dentro de estas, los depósitos más abundantes son lavas, siendo las litologías más frecuentes los basal-

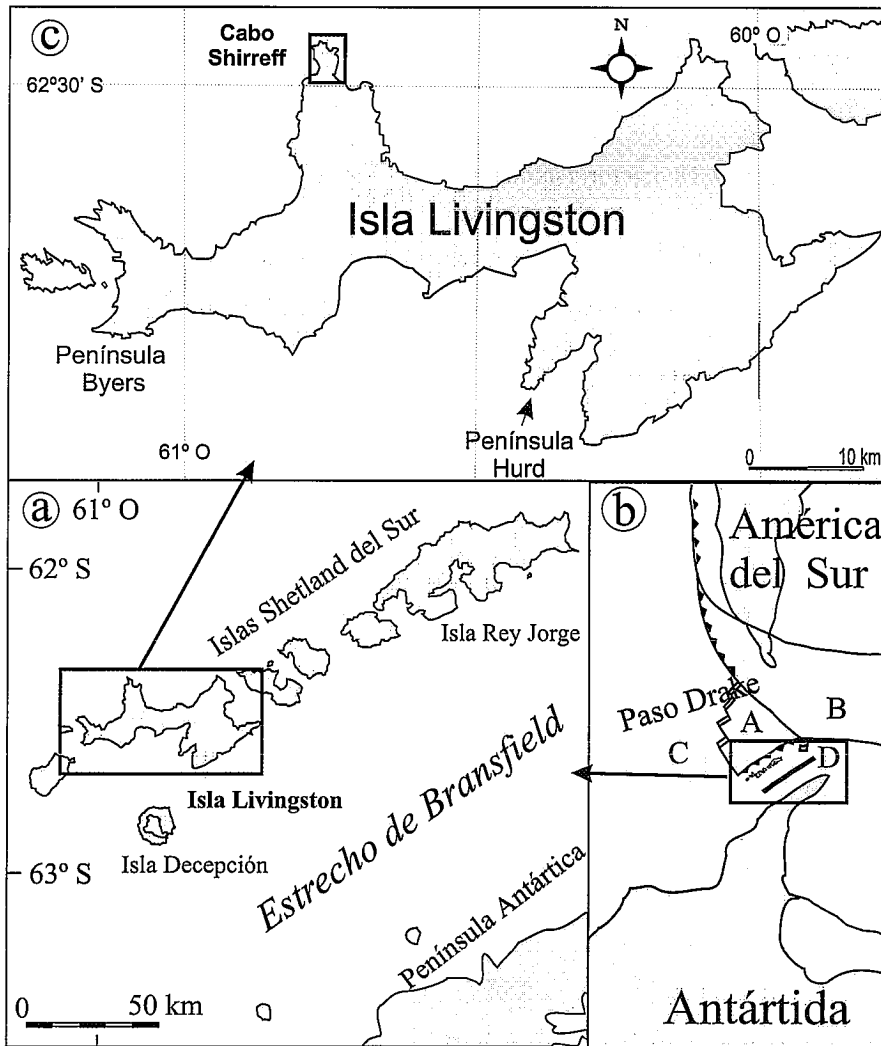


Fig. 1.- a: Situación geográfica de las Islas Shetland del Sur. b: Esquema tectónico regional. A = Placa Drake, B = Placa Sandwich, C = Placa Antártica, D = Cuenca de Bransfield. c: Situación del área de estudio.

Fig. 1.- a: Location map of the South Shetland Island. b: Regional tectonic framework. A = Drake Plate, B = Sandwich Plate, C = Antarctic Plate, D = Bransfield Basin. c: Location map of the studied area.

tos olivínicos y las andesitas basálticas. Estos materiales afloran en niveles de espesor variable (generalmente con potencias métricas) y geometría compleja, ya que las superficies que los limitan son irregulares y suelen tener un carácter erosivo. En las proximidades de El Toqui, el relieve más alto de la zona estudiada (Fig. 2), existe un importante afloramiento de brechas (Pallàs, 1996) y aglomerados volcánicos con algunos niveles interestratificados de lavas. Tanto las lavas como las brechas están atravesadas por numerosos diques volcánicos de composición basáltica o basáltico-andesítica. Los diques tienen potencias métricas y disposición subvertical, siendo en algunas ocasiones muy difíciles de distinguir de los niveles lávicos. Una muestra procedente de un dique fue datada por Sme-

lie *et al.* (1996), obteniendo una edad K/Ar de 90.2 ± 5.6 ma. Según estos autores, en base a los datos geoquímicos e isotópicos, estas rocas volcánicas serían correlacionables con el Grupo Byers, que aflora a aproximadamente 35 kilómetros al oeste del Cabo Shirreff, en la vecina Península Byers (Fig. 1c). Por último, en las morrenas glaciares se han encontrado cantos sueltos de ignimbritas silíceas, con color de alteración marrón y con restos vegetales, equivalentes a las que afloran también en la Península Byers.

Tanto en este trabajo como en otros anteriores (e.g. Pallàs, 1996; Smellie *et al.*, 1996) se ha observado que los niveles lávicos tienen buzamientos contrarios, dato que ha sido utilizado por los autores citados para sugerir la existencia de pliegues con plano axial subvertical y orien-

tación NO-SE. No obstante, la existencia de pliegues con esas características es discutible, dadas las complejas relaciones erosivas entre los diferentes niveles de lavas, la dificultad en separar los diques y sills de los niveles de lavas, la existencia de numerosas fallas mayores (Fig. 2), la ausencia de evidencias de que los diques estén plegados y la ausencia de charnelas de pliegues visibles claramente sobre el terreno.

Como ya fue indicado por Pallàs (1996) los diques tienen una marcada orientación NO-SE, su medida sistemática permite precisar la existencia de dos familias de diques subverticales orientadas NNO-SSE y ONO-ESE, respectivamente. En general, los diques son más resistentes a la erosión y condicionan el relieve de muchas zonas, siendo responsables en gran medida de la costa tan recortada que se observa en esta península y en la vecina isla San Telmo (situada 2 km hacia el oeste), donde predominan los pequeños cabos y entrantes con marcada orientación NO-SE.

Morfológicamente, esta península se caracteriza por la existencia de plataformas de erosión marina situadas a varias alturas (Hobbs, 1968; Vilaplana *et al.*, 1993; Pallàs, 1996) que se encuentran disectadas por estrechos valles lineales, en general alineados y que definen lineamientos muy marcados, visibles en las fotografías aéreas (Fig. 2). Como no hay hasta el momento medidas sistemáticas de fracturas en los materiales volcánicos es problemático asociar estos valles con fracturas. Las morrenas actuales se superponen sobre estas plataformas marinas. Además, al igual que en el resto de la Isla Livingston (e.g. Hobbs, 1968; López-Martínez *et al.*, 1992), se observan en la mayoría de las ensenadas varios niveles de playas escalonadas holocenas.

Análisis de la fracturación

Tras un estudio de campo detallado se han podido determinar las orientaciones de 100 planos de falla y sus estrías, agrupados en 21 estaciones repartidas por todo el Cabo Shirreff. Las medidas se han realizado sobre todos los materiales volcánicos descritos, estableciéndose, en la mayoría de los casos, el sentido de movimiento de las fallas.

El análisis de los datos obtenidos pone de manifiesto el elevado buzamiento de los planos de falla, el predominio de las fallas normales y direccionales, así como la existencia de cuatro familias de orientaciones, que por orden de importancia son; N120°E, N20°E, N150°E, y N80°E (Fig. 2a). Las di-

recciones principales son marcadamente paralelas a los diques y a las principales morfoestructuras (valles lineales, líneas de costa, topografía submarina) de esta zona.

Con el objeto de establecer el tensor de esfuerzos que originó el desplazamiento de las fallas medidas se utilizó el método de inversión de esfuerzos de Reches (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992). Este método numérico, basado en la ecuación de Bott (Bott, 1959), proporciona la orientación de los ejes de esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3) y la forma relativa del elipsoide de esfuerzos ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$), junto con la cohesión y fricción existentes durante el deslizamiento de las fallas. La solución seleccionada es la que muestra la menor desviación angular entre el conjunto de las estrías observadas y el de las calculadas, una cohesión no negativa y un coeficiente de fricción lo más cercano posible a 0,8 (Byerlee, 1978).

Solamente se ha podido aplicar este método en siete estaciones donde existía el número mínimo de fallas para poder realizar estas determinaciones (Fig. 2 y Tab. 1). Los tensores de esfuerzo determinados para cada estación son todos de tipo extensional (σ_1 se localiza en la vertical), y en todos ellos el tensor calculado explica la mayor parte de las fallas medidas (Tabla I). En cinco de las estaciones la dirección de máxima extensión horizontal está orientada según una dirección NE-SO, que es congruente con el campo de esfuerzos que se podría relacionar con el emplazamiento de los diques subvolcánicos. Solamente en dos estaciones (sh5 y sh2) se observan otras direcciones de extensión que son NO-SE y E-O, respectivamente.

Se ha realizado también un análisis agrupando las fallas de todas las estaciones (Tabla I, estación Shirreff), obteniéndose un tensor con las mismas características que las del primer grupo descrito.

Discusión y conclusiones

Las direcciones medias de las fallas observadas coinciden con las orientaciones de los valles lineales y la geometría de la línea de costa. Esta relación puede interpretarse de dos formas: las fallas son muy recientes y condicionan la morfología o bien los agentes erosivos (glaciares, acción del oleaje) aprovecharon estos planos preexistentes para ejercer más eficazmente su acción erosiva. Los estudios del relieve realizados recientemente en la Península Hurd (Fig. 1c), donde se observan estas mismas direcciones de fracturación, parecen apoyar la actividad reciente de estas fracturas (González-Casado *et al.*, en prensa).

Debido a que la mayoría de los tensores calculados son compatibles con los

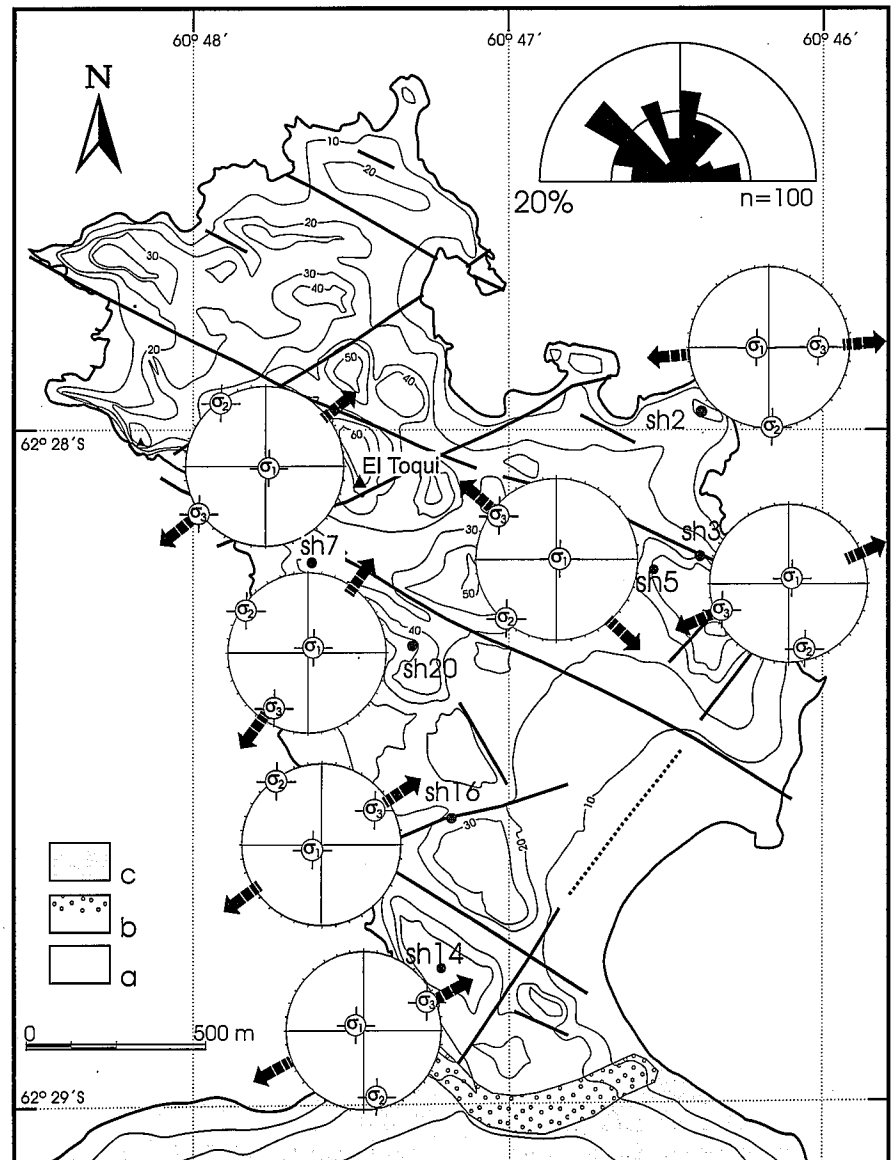


Fig. 2.- Esquema del Cabo Shirreff. a = rocas volcánicas. b = Morrenas glaciares recientes. c = glaciares. sh = estación de medida. Las líneas gruesas continuas representan lineamientos reconocidos por fotointerpretación y sobre el terreno. Intervalo de las curvas de nivel 10 m. La rosa de direcciones representa todas las fallas medidas (n = 100). Las proyecciones estereográficas representan los resultados del análisis poblacional de fallas. Las flechas representan la dirección de extensión deducida.

Fig. 2.- Sketch map of Cape Shirreff. a = volcanic rocks. b = recent moraines. c = glacier. sh = measurement sites. Continuous wide-lines represent lineations. Contour interval 10 m. Rose diagram show all the measured faults (n = 100). Stereographic diagrams represent the results of fault population analysis. Arrows represent the extension direction.

campos de esfuerzos deducibles de la orientación de los diques, y dado que la edad de estos parece ser Cretácico superior, cabe suponer una edad ligeramente posterior para los tensores de esfuerzos calculados. Sin embargo, hay que recordar que la datación citada esta basada sólo en un dato. Las direcciones de máximo acortamiento horizontal deducidas (NO-SE) serían compatibles, en cierta medida, con los esfuerzos transmitidos desde la zona de subducción situada al norte. Cómo esta

zona fue más activa a finales del Mesozoico y durante el Cenozoico, se podría usar esta relación como una evidencia más de la antigüedad de estos tensores. Por otro lado, en la Península Hurd tensores similares a los aquí calculados están relacionados con procesos tectónicos recientes (González-Casado *et al.*, en prensa). Por tanto, la localización temporal de la extensión NE-SO es discutible por el momento.

Por último, de la estación sh5 se deduce una dirección de máximo acorta-

| Estación | N/n | S _{hmax} | R | σ_1 | σ_2 | σ_3 | Fri | Co | Emc |
|----------|-------|-------------------|------|------------|------------|------------|-----|------|------|
| sh2 | 8/7 | 175 | 0,29 | 66/271 | 1/178 | 23/88 | 0,4 | 0,01 | 6 |
| sh3 | 8/8 | 162 | 0,13 | 84/32 | 3/159 | 4/250 | 0,5 | 0,01 | 5,36 |
| sh5 | 15/15 | 144 | 0,17 | 88/112 | 1/323 | 0/233 | 0,6 | 0,02 | 8,53 |
| sh7 | 6/5 | 37 | 0,42 | 78/69 | 9/214 | 6/305 | 0,5 | 0,01 | 3,33 |
| sh14 | 7/5 | 161 | 0,67 | 81/316 | 7/162 | 3/71 | 0,1 | 0,01 | 1,63 |
| sh16 | 27/26 | 151 | 0,18 | 79/230 | 1/329 | 10/59 | 0,4 | 0,02 | 6,21 |
| sh20 | 8/5 | 122 | 0,58 | 76/50 | 3/303 | 12/212 | 0,3 | 0,01 | 4,5 |
| Shirreff | 79/70 | 158 | 0,14 | 81/214 | 4/334 | 8/64 | 0,5 | 0,03 | 8 |

Tabla I.- Resultados del análisis poblacional de fallas. N = número de fallas por estación. n = número de fallas explicadas por el tensor solución. S_{hmax} = dirección de máximo acortamiento horizontal. R = $\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$. σ_n = orientación del eje de esfuerzo. Fri = coeficiente de fricción. Co = cohesión. Emc = error medio cuadrático.

Table I.- Results of fault population analysis. N = number of measured faults. n = number of faults explained by the calculated stress tensor. S_{hmax} = maximum horizontal shortening direction. R = $\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$. σ_n = principal stress axis orientation. Fri = calculated friction coefficient. Co = cohesion. Emc = error.

miento horizontal normal a las anteriores, que sería compatible con el campo de esfuerzos actual en el entorno del Estrecho de Bransfield (ver González-Casado *et al.*, en este volumen) repitiéndose también la situación observada más al sur, en la Península Hurd, para la tectónica reciente (González-Casado *et al.*, en prensa).

Agradecimientos

Los autores agradecen al Dr. Daniel Torres y a los demás integrantes del Campamento Mirador (INACH, Chile) y a los miembros del Servicio Geográfico del Ejército, Cap. Javier Batuecas y Cap. Miguel Cortés, la ayuda prestada durante la campaña de campo. También agradecen al Dr. Jorge Rey y a D. Enrique Pérez el haberles facilitado el mapa topográfico de la zona. Se ha contado con el apoyo logístico prestado por los programas antárticos español y uruguayo. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos ANT94-0666 y ANT98-0225 de la CI-CYT.

Referencias

Ashcroft, W. (1972): *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 66.
Barker, P.F. (1982): *Jour. Geol. Soc. (London)*, 139, 787-801.

Bott, M.H.P. (1959): *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
Byerlee, J.D. (1978): *Pure Appl. Geophys.*, 116, 615-626.
González-Casado, J.M., López-Martínez, J., Durán J.J. y Bergamín, J.F. (1997): *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 93, 181-188.
González-Casado, J.M., López-Martínez, J. y Durán J.J. (en prensa): *Antarctic Science*
González-Casado, J.M., López-Martínez, J., Giner, J., Durán J.J. y Gumiel, P. (en este volumen): *Geogaceta* 26.
Gràcia, E., Canals, M., Farrán, M., Prieto, M.J., Sorribas, J. y GEBRA team. (1996): *Mar. Geophys. Res.*, 18, 429-448.
Hobbs, G.J. (1968): *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 49.
Lawver, L.A., Sloan, B.J., Barker, D.H.N., Ghidella, M., Von Herzen, R.P., Keller, R.A., Klinkhammer, G.P. y Chin, C.S. (1996): *Geol. Soc. Amer. Today*, 6-11: 1-6.
López-Martínez, J., Martínez de Pisón, E., Serrano, E. y Arche, A. (1996): *Geomorphological Map of Byers Peninsula, Livingston Island*. BAS Geomap Series, 5A.
López-Martínez, J., Vilaplana, J. M., Martínez de Pisón, E., Calvet, J., Arche, A., Serrat, D. y Pallàs, R. (1992): *Actas III Congreso Geológico de España*

y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Simposios T-III, 271-281.
Maldonado, A., Larter, R.D. y Aldaya, F. (1994): *Tectonics*, 13, 1345-1370.
Martínez de Pisón, E., López-Martínez, J. y Arche, A. (1992): *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Simposios T-III, 261-269.
Pallàs, R. (1996): *Geología de l'Illa de Livingston (Shetland del Sud, Antàrtida)*. *Del Mesozoic al Present*. Tesis, Universidad de Barcelona. 265 pp.
Reches, Z. (1987): *Tectonics*, 7, 849-861.
Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): *Jour. Geophys. Res.*, 97, 12481-12493.
Santanach, P., Pallàs, R., Sàbat, F. y Muñoz, J.A. (1992): *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Simposios T-III, 141-151.
Santanach, P., Pallàs, R., Sàbat, F. y Muñoz, J.A. (1996): *Jour. Geol. Soc. (London)*, 153, 1011-1020.
Smellie, J.L., Pankhurst, R.J., Thomson, M.R.A. y Davies, R.E.S. (1984): *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 85.
Smellie, J.L., Pallàs, R., Sàbat, F. y Zheng, X. (1996): *Jour. South Amer. Ear. Scien.*, 9, 265-272.
Vilaplana J.M., y Calvet, J. (1993): *Geogaceta*, 14, 52-54.
Willan, R.C.R. (1994): *Geol. Mag.*, 131, 465-483.