

Sedimentología de la formación Miers Bluff en los alrededores de la Base Antártica española. Isla Livingston. Shetland del Sur

Sedimentology of the Myers Bluff Formation near the Spanish Antarctic Base, Livingston Island, South Shetlands

A. Arche Miralles*, J. López Martínez** y E. Martínez de Pisón**

* Inst. de Geología Económica, C.S.I.C. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

** Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.

ABSTRACT

The Miers Bluff Formation crops out in the Hurd Peninsula, Livingston Island. It consist of greywackes and slates, organised in coarsening-thickening and fining-thinning cycles. They have been interpreted as channellised and non-channellised turbidites from a mid- and outer turbiditic fan.

Key words: *sedimentology, turbidites, Miers Bluff Formation, Livingston Island, South Shetland, Antarctica.*

Geogaceta, 9 (1991), 74-77.

Situación

La Base Antártica Española Juan Carlos I (BAE) está instalada en la isla Livingston, la segunda más grande del archipiélago de las Shetland del Sur. Se encuentra a 62°39'46" de latitud S y 60°23'20" de longitud W, en la costa oriental de la Bahía Sur (fig. 1).

La isla posee unos 845 km.² de extensión y forma parte del Arco de Scotia, importante estructura curvada que enlaza el extremo meridional de los Andes, en la Tierra de Fuego, con la Península Antártica. A él pertenecen también las islas de Georgia del Sur, Sandwich del Sur, Orcadas del Sur y el resto del archipiélago de las Shetland del Sur. Su disposición está relacionada con la existencia y el movimiento de una serie de placas corticales menores (BAS, 1985) bajo el mar de Scotia, el Paso de Drake y el borde del continente antártico.

La región ha sufrido una evolución compleja, en particular desde la fragmentación de Gondwana, desde el Jurásico hasta la actualidad (Dalziel, 1989).

En la actualidad las Shetland del Sur presentan al NW una fosa submarina que supera los 5.000 m. de profundidad y quedan separadas de la Península Antártica, al SE, por una cuenca en expansión situada en el extremo de Bransfield (Bas, 1985).

La isla Livingston está constituida principalmente por materiales sedi-

mentarios, plutónicos y volcánicos, de edades entre el Carbonífero y el Cuaternario (Smellie *et al.*, 1984).

Los afloramientos de la Formación Miers Bluff, a los que pertenecen los materiales objeto de este trabajo, se encuentran en la Península Hurd, si-

tuada entre la Bahía Falsa y la Bahía Sur de la Isla Livingston (fig. 1). Los sectores no cubiertos por el hielo se concentran en las franjas costeras y en algunos nunataks existentes en la cuerda divisoria entre las dos bahías. Los mejores afloramientos se encuen-

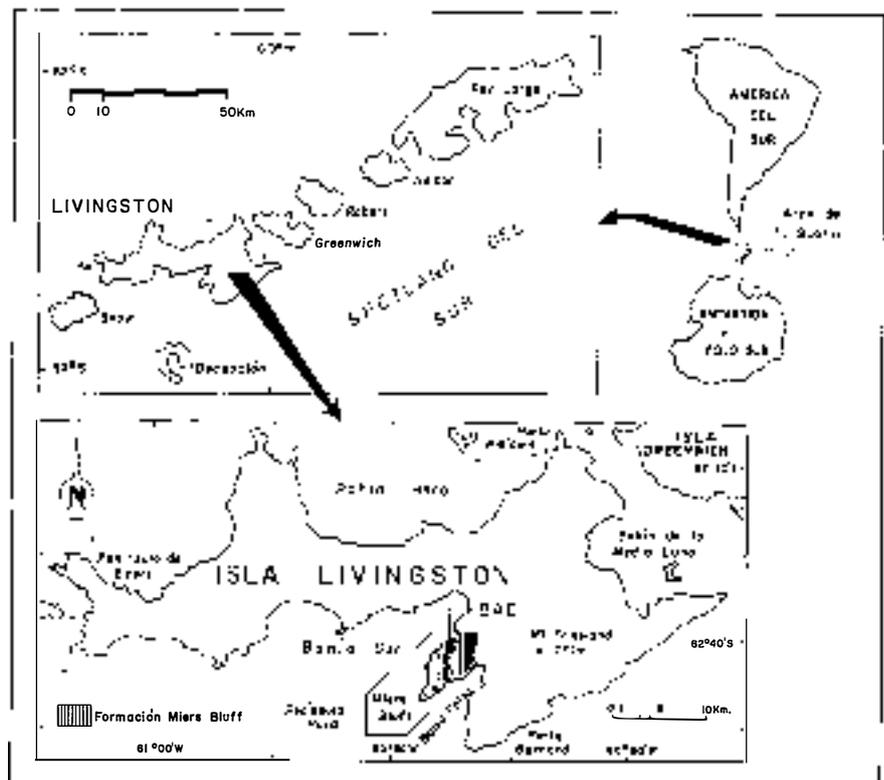


Fig. 1.—Situación de la Formación Miers Bluff.

Fig. 1.—Miers Bluff Formation Location.

tran precisamente en las proximidades de la BAE, en la zona de Johnsons Dock, donde se han realizado las cuatro columnas estratigráficas de detalle que acompañan a este trabajo (fig. 2).

Antecedentes

El nombre de esta formación rocosa ha sido tomado del cabo Miers Bluff, situado en el extremo sur de la Península Hurd. Este fue bautizado en honor a Miers, un ingeniero británico que trabajaba en Chile y que, tras hablar con William Smith en Valparaíso, publicó en Inglaterra, en 1820, noticias de los descubrimientos del navegante inglés en las Shetland del Sur. Miers hizo también algunas deducciones geológicas sobre el archipiélago a partir de las descripciones de los marinos (Smellie *et al.*, 1984).

En los primeros trabajos geológicos sobre la isla Livingston, ya se habla de las rocas tipo flysch que ocupan la Península Hurd (Adie, 1964; Hobbs, 1968; Dalziel, 1969). Han sido descritas como una sucesión de grauwackas arcósicas y lutitas, con alrededor de tres mil metros de espesor estimado (Hobbs, 1968). La dirección general de los estratos es NE-SW, con buzamientos moderados hacia el NW, habiendo apreciado Dalziel (1972) que las capas están en ge-

neral invertidas, en contra de lo señalado inicialmente por Hobbs (1968).

Para Dalziel (1972), la Formación Miers Bluff constituye el flanco invertido de un pliegue volcado, cuyo plano axial buza de 10° a 30° al W y con eje subhorizontal; a su vez esta estructura está afectada por pliegues asimétricos menores.

Existe cierta imprecisión sobre la edad de estos materiales, habiéndoseles asignado antigüedad entre Carbonífero Superior y Jurásico, por correlación con rocas del Grupo Trinity, en la Península Antártica (Hobbs, 1968), por datos estructurales (Dalziel, 1972), dataciones en la tonalita que la intruye, así como a partir de restos fósiles de plantas (Schopf, 1973) y por dataciones radiométricas (Dalziel, 1982 y 1984; Pankhurst, 1983).

Asociadas a los complejos de diques que afectan a la formación Miers Bluff se encuentran mineralizaciones, principalmente de Cu y Pb (Del Valle *et al.*, 1974).

Los geólogos españoles C. Quesada y A. Sánchez (1988), realizaron algunas observaciones estructurales y sedimentológicas en la formación Miers Bluff, durante su breve estancia en la isla Livingston.

Análisis sedimentológico

El intervalo de la Formación Miers

Bluff estudiado en detalle excede los 400 m. de espesor y puede dividirse en tres ciclos mayores «coarsening-thickening» (I, II, III) (fig. 3), el último no expuesto en su totalidad. Estos materiales se pueden definir petrológicamente como pizarras con proporciones variables de arena muy fina, grauwackas con fragmentos de pizarra, rocas volcánicas, micas y areniscas de grano fino (hasta un 30%) y granos de cuarzo, con abundante matriz arcillosa y sericítica. Dentro de los ciclos mayores se pueden observar otros ciclos menores tanto positivos como negativos. Como, así mismo contienen abundantes secuencias de Bouma, las bases de los estratos arenosos muestran frecuentemente marcas de corriente como «flute-casts», «rills», etc. y no contienen fósiles ni muestran acción de oleaje, las hemos asimilado a las turbiditas clásicas de Walker y Mutti (1973), Ricci Lucchi (1975) y Walker (1976).

Se han reconocido dos tipos de facies: canalizadas y no canalizadas. Las facies canalizadas están representadas por cuerpos lenticulares de hasta 35 m. de espesor de base erosiva que constan de alternancias de pizarras y grauwackas en capas delgadas y que tienen clara tendencia «thinning-finishing» en la vertical, con numerosas capas de arenisca amalgamadas. Hay pruebas de corrientes tractivas como estratificación de surco frecuente, ripples ascendentes, láminas de gránulos y cantos, etc.

Las facies no canalizadas presentan mayor variabilidad: alternancias centimétricas de pizarras laminadas y grauwackas de grano fino con ripples de corriente, grauwackas y protocuarzitas en capas de hasta 90 cm. con secuencias de Bouma o bien aspecto masivo, con base y techo planos, brechas monomícticas de fragmentos de pizarra y conglomerados sin gradación interna y abundante matriz arcilloso-arenosa. Estas facies contienen numerosos ciclos «coarsening-thickening».

Estos materiales son comparables a varios ejemplos clásicos de abanicos turbidíticos (por ejemplo, Mutti y Ghibaudo, 1972; Martini y Sagri, 1977; Hiscott, 1980; Pickering, 1981, entre otros muchos), identificándose como canales distribuidores distales de la zona media del abanico (facies



Fig. 2.—Localización de las columnas estratigráficas estudiadas: 1. Johnsons Dock. 2. Pico Reina Sofía, cara NE. 3. Cresta depósito BAE. 4. Cresta de Punta Polaca.

Fig. 2.—Location of the stratigraphic logs: 1. Johnsons Dock. 2. Reina Sofía Peak, NE Face. 3. BAE Depot Crest, 4. Polish Point Crest.

no canalizadas). Las brechas monomícticas procederían probablemente de colapsos parciales de las paredes o los diques naturales de los canales, mientras que los «debris-flows» tendrían un origen más lejano.

Mientras que la progradación de los lóbulos sobre el borde del abanico turbidítico originaría las secuencias «coarsening-thickening», las de tipo «fining-thinning» reflejarían el relleno progresivo y la disminución de sección de los canales de alimentación.

Es interesante destacar que entre ambos tipos de facies suelen existir algunos metros de pizarras, que podrían corresponder a la zona de salto hidráulico entre el canal y el lóbulo (Mutti, 1977; García y Parker, 1989).

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto ANT-89--821-E, financiado por la CICYT.

Referencias

- Adie, R. J. (1964): En Priestley, R. E.; Adie, R. J. y Robin, G. de Q. (Eds.). *Antarctic Research*. London, Butterworth.
- B.A.S. (1985): *Tectonic map of the Scotia arc*, 1:3.000.000, BAS (Misc) 3. British Antarctic Survey.
- Dalziel, I. W. D. (1969): *Antarctic Journal of the United States*, 4, Nº 4, pp. 137.
- Dalziel, I. W. D. (1972): En Adie, R. J. (Ed.). *Antarctic Geology and Geophysics*. Oslo, pp. 47-55.
- Dalziel, I. W. D. (1982): En *Antarctic Geoscience, Symp. on Antarct. Geology and Geophysics*. Ser. B. nº 4, pp. 137.
- Dalziel, I. W. D. (1984): *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, nº 200, 32 pp.
- Dalziel, I. W. D. (1989): *Tectonics of the Scotia Arc. Antarctica*. 28th Int. Geological Congress, Field Trip Guidebook T180.
- Del Valle, R.; Morelli, J. y Rinaldi, C. A. (1984): *Contribución del Inst. Antártico Argentino*, nº 175, 35 pp.
- García, A. y Parker, G. (1989): *Science*, 245, 393-396.
- Hiscott, R. N. (1981): *A.A.P.G. Bull.*, 64, 1052-1077.

- Hobbs, G. J. (1986): *British Antarctic Survey Scientific Reports*, nº 47, 34 pp.
- Martini, I. P. y Sagri, M. (1977): *J. Sed. Petrol.*, 47, 1542-1553.
- Mutti, E. (1977): *Sedimentology*, 24, 107-139.
- Mutti, E. y Ghibaudo, G. (1972): *Acad. Sci. Torino, Cl. Sci. Fis. Nat. Mem.*, 16, 1-40.
- Pankhurst, R. J. (1983): En Oliver, R. L.; James, P. R.; Jago, J. B. (Eds.). *Antarctic Earth Science*, Cambridge Univ. Press, pp. 367-371.
- Quesada, C. y Sánchez, A. (1988): *Campaña Antártica 1987-88*. Informe Interno IGME (inédito).
- Ricci Lucchi, F. (1975): *J. Sed. Petrol.*, 45, 3-43.
- Schoff, J. M. (1973): *Institute of Polar Studies*. Report nº 45. Ohio. 45 pp.
- Smellie, J. L.; Pankhurst, R. J.; Thomson, M. R. A. y Davies, R. E. S. (1984): *British Antarctic Survey Scientific Report*, nº 87, 55 pp.
- Walker, R. G. (1976): *Geosci. Canada*, 3, 25-26.
- Walker, R. G. y Mutti, E. (1973): *SEMP Pacific Sect. Short Course*, 119-157.

Recibido el 29 de septiembre de 1990
Aceptado el 26 de octubre de 1990

El paleokarst cuaternario de Alcubilla del Marqués (Soria)

The Quaternary paleokarst of Alcubilla del Marqués (Soria)

M. C. Ramos Martín (*) y G. Alonso Gavilán (*)

(*) Area Estratigrafía. Dpto. Geología. Univ. de Salamanca. 37008 Salamanca.

ABSTRACT

The paleokarst of Alcubilla del Marqués (Soria) is a portion of karstic building which has been eliminated by erosion. During karstic active stage, carbonatic (stalactite, stalagmite, cave popcorn) and siliciclastic (fluvial bars) sediments were developed.

Key words: *sedimentology, paleokarst, Plio-Pleistocene, Soria, Duero Basin.*

Geogaceta, 9 (1991), 77-79.

Introducción y marco geológico

El paleokarst se localiza (fig. 1) en pleno casco municipal de la población de Alcubilla del Marqués (Soria). Topográficamente se sitúa a una cota de 906 m., ocupa una superficie 60 m², y tiene una altura de 6 m. Se trata de un «subsurface paleokarst» según la terminología de Wright

(1982) o de un paleokarst merofósil según la de Llopis (1970).

El paleokarst se ha desarrollado en los depósitos fluviales del Mioceno Medio-Superior de la Subunidad Blanca de la Unidad de San Esteban de Gómez (Ramos Martín y Alonso Gavilán, 1990). Estos sedimentos están constituidos por paleosuleos, caliches y calizas afectados por un sis-

tema de diaclasas de extensión cuyo eje x tiene una dirección E-O.

Características de los depósitos kársticos

Los depósitos presentes en el paleokarst son: siliciclásticos y químicos. Los depósitos siliciclásticos son are-