

Estratigrafía y arquitectura deposicional del "Complejo de Benfica" en la región de Lisboa, Portugal

Stratigraphy and depositional architecture of the "Complejo de Benfica", near Lisbon, Portugal

R. Pena-dos-Reis (*), M. T. Antunes (** y ***) y J. Pais (***)

(*) Dept. de Ciências da Terra, Fac. de Ciências e Tecnologia, Univ. de Coimbra/ Largo Marquês de Pombal, 3049 Coimbra Codex, Portugal.

(**) Academia das Ciências de Lisboa. mta@mail.fct.uam.pt

(***) Centro de Estudos Geológicos, Fac. de Ciências e Tecnologia, Univ. Nova de Lisboa - Quinta da Torre, 2825-114 Caparica, Portugal.

ABSTRACT

Eocene and Oligocene terrestrial sediments of the "Complejo de Benfica", near Lisbon, display different facies associations and two main infill sequences. They are separated by an unconformity. Depositional systems, controls and chronological boundaries are discussed

Key words: Eocene, Oligocene, sequences, Lower Tagus Basin.

Geogaceta, 29 (2001), 91-94

ISSN: 0213683X

Introducción

Como consecuencia de la compresión pirenaica se inició en Portugal, durante el Eoceno medio, la apertura de depresiones tectónicas alargadas NE-SO. La etapa paroxísmica (Antunes, 1967) quedó registrada en todas las regiones donde afloran depósitos correlativos (ej. Complejo de Benfica en la región de Lisboa), por una disconformidad que corresponde (cf. Cunha, 1999) a la separación entre las unidades SLD 7 y SLD 8 (Eoceno superior). El objetivo de este trabajo es describir e interpretar los sistemas depositacionales y la arquitectura del Complejo de Benfica.

Esta unidad aflora en la región de Lisboa (Fig. 1) y corresponde a una sucesión continental de centenares de metros de potencia. Su composición integra conglomerados, areniscas y lutitas marrones y rojas, y algunas calizas nodulares blancas. Recubre en discontinuidad erosiva al Complejo Volcánico de Lisboa-Mafra y está cubierta por sedimentos marinos del Mioceno (Aquitaniense) también mediante una discontinuidad. Las primeras referencias se deben a Eschwege (1831) y Sharpe (1834) proponiendo este autor una edad terciaria inferior. Ribeiro (1878) la atribuyó al Mioceno designándola «II-Formação sedimentar de água doce com raros fósseis». Delgado y Choffat (1899) designaron la unidad como «Conglomerados intercalados en-

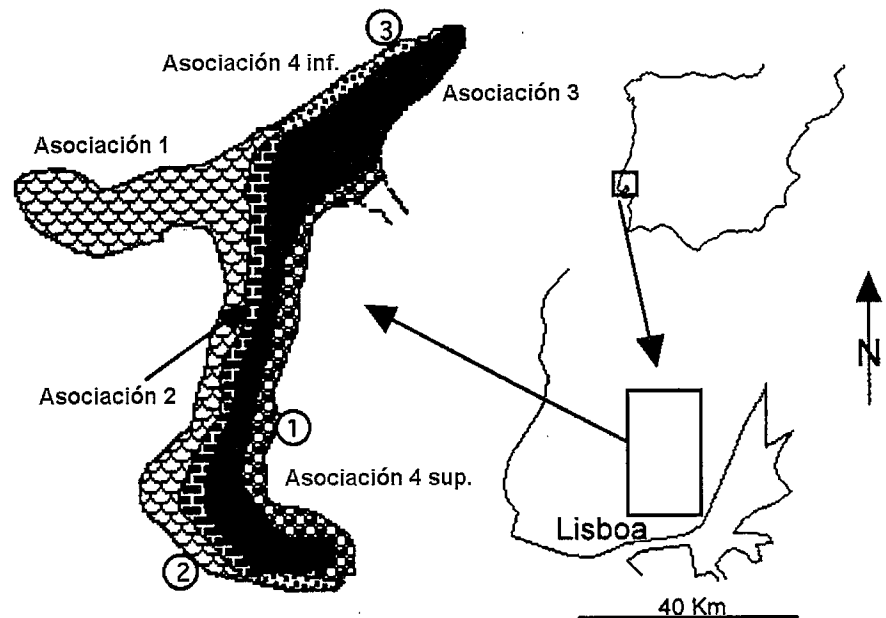


Fig. 1.- Localización de la región estudiada y cartografía simplificada de las asociaciones de facies. Perfiles: (1) Calçada de Carriche; (2) Embajada de EE.UU.; (3) Verdelha.

Fig. 1.- Situation of the studied region and simplified facies map. Profile: (1) Calçada de Carriche; (2) EE.UU. embassy; (3) Verdelha

tre o manto basáltico e o aquitaniense». Cotter (1904) propuso una edad oligocena, y denominó los depósitos «Camadas de Benfica». Choffat (1950) la describió definiendo cinco conjuntos. El Complejo de Benfica ha sido también objeto de atención en cuanto al contenido arcilloso (Carvalho, 1967; 1968). Antunes (1979) ha propuesto

una organización litoestratigráfica definiendo tres unidades: A, B y C, separadas por superficies mayores con significado tectónico, cuyo espesor total es superior a 430 m. Al N de la región, el Complejo ha sido correlacionado con otras unidades terrígenas del borde NO de la depresión del Bajo Tajo (Antunes, 1979). En la península de Setúbal, bajo

Sistemas depositacionales y litoestratigrafía

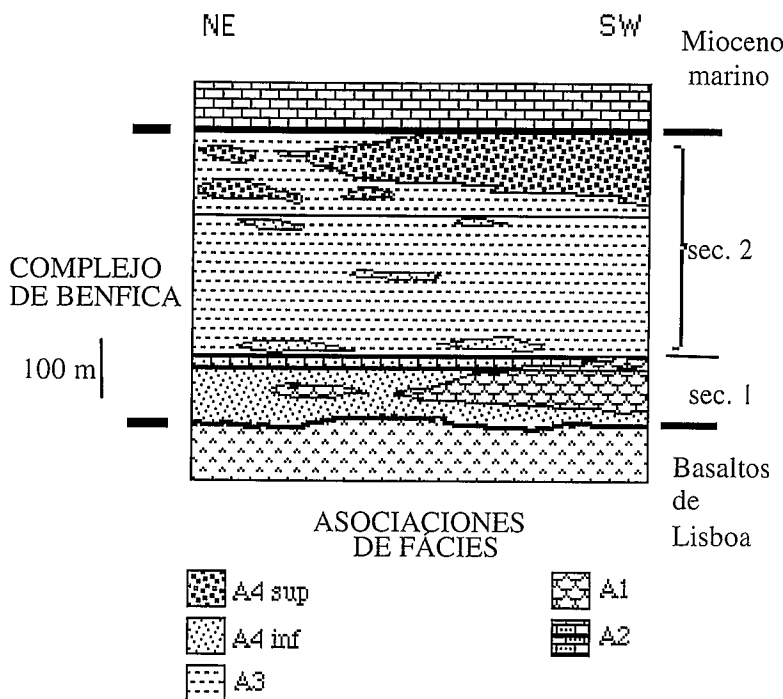


Fig. 2.- Perfil esquemático NE-SO, mostrando las relaciones entre las asociaciones de facies. El límite entre las dos secuencias, corresponde al techo de A2.

Fig. 2.- NE-SO schematic profile depicting the relationships among the different facies associations. The limit between both sequences is located at the top of A2.

sedimentos del Mioceno, afloran depósitos afines al Complejo de Benfica, con espesores de 200 m en la región de Azeitão (Azevedo y Pimentel, 1995) y 350 m en sondeos de la región de Barreiro (Azevedo, 1991).

Cronología

Desde un punto de vista cronológico, las evidencias directas son débiles.

1) Se conocen en Verdelha ostrácodos, pero son resedimentados del Cretácico; 2) escasos gasterópodos en Portela das Necessidades (Azeitão) y algunos en Quinta da Marquesa (Carregado), tal vez oligocenos, pero no estudiados suficientemente; 3) algunas carófitas (Azeredo y Carvalho, 1986); y 4) no se conocen vertebrados, particularmente mamíferos que en otras cuencas ibéricas han permitido una cronología fina. En este contexto, la cuestión cronológica se puede abordar de dos modos: A) sobre la base de su posición estratigráfica; y B) por su correlación litoestratigráfica con otras unidades bien datadas y relacionadas con eventos integrados en la Orogenia Alpina.

A) Representa un amplio intervalo de tiempo. Se sabe, desde hace mucho, que el Complejo Volcánico de Lisboa-Mafra es posterior al Cenomaniense superior. Por otro lado, las dataciones de Rb/Sr indican Cretácico superior. Antunes (1975) refiere una fauna de gasterópodos de afinidades cretácicas. Algunos restos vegetales fueran asimilados a formas que se dan en el Cretácico superior de Buçaco. En resumen, el Complejo de Benfica es, con seguridad, posterior al Maastrichtiense inferior.

B) El contraste litológico entre las secuencias 1 y 2 (fig2). En la primera predominan materiales con origen granítico y otras rocas pre-mesozoicas, mientras que en la segunda dominan los clastos mesozoicos. Los materiales de la secuencia 1, aunque distales, podrían ser correlacionados con otros mantos arcósicos posteriores a la etapa paroxísmica pirenaica, bien conocidos en Coja (Ludiense) y en el litoral, al norte de Nazaré (Luteciense-Ludiense). En conclusión, la secuencia 1 deberá ser del Eoceno, más probablemente superior (Antunes *et al.*, 1997), quedando la edad oligocena para la secuencia 2.

El Complejo de Benfica está constituido por cuatro asociaciones de facies: A1, A2, A3 y A4, dividiéndose esta última en inferior y superior dado su distinto significado paleogeográfico. Configura cuatro unidades litoestratigráficas a escala de formación; la *unidad inferior* integra A1 y A4 inf.; la *unidad conglomerática con encostramiento carbonatado* compuesta por A2; la *unidad pelítica* compuesta por A3; y la *unidad superior* formada por A4.

A1.- Conglomerados y areniscas siliciclásticos con estratificaciones cruzadas en surco, matriz arenoso-lutítica y clastos de cuarzo, cuarcita, algunos esquistos y cantidades significativas de feldspatos. Estos materiales derivan del zócalo pre-mesozoico o del reciclado de depósitos detríticos mesozoicos. Se identifican a veces niveles de lutitas amarillas y rojas, representativas de procesos de decantación. En los conglomerados aparecen clastos redondeados de calizas mesozoicas. En algunos casos, las facies arenosas asumen carácter arcósico. Esta asociación de facies se generó en un sistema aluvial trenzado de drenaje regional, proveniente de áreas del zócalo antiguo situado a E y SE (Azevedo *et al.* 1991; 1994).

A2.- Conglomerados y areniscas siliciclásticos con cemento carbonatado, asociados local y lateralmente a horizontes de calizas micríticas blancas nodulosas a veces pulverulentas (Azeredo y Carvalho, 1986). Esta asociación registra el depósito de un sistema de «braided plain» con canales de elevada energía y procesos diagenéticos de superficie, relacionados posiblemente con una rápida desaceleración de la subsidencia. Es evidente el encostramiento carbonatado y la intensa epigénesis de los materiales siliciclásticos, que sugieren edafización en condiciones de pronunciado contraste pluviométrico, aridez y oscilación de los niveles freáticos, con alternancia de episodios cortos de saturación en la porosidad y largos períodos de sequía. La A2 corresponde con la unidad que ha sido designada como "Calcários de Alfoanelos".

A3.- Areniscas y lutitas rojas con niveles de concreciones carbonatadas rosáceas. Aparecen intercalaciones decimétricas de cuerpos lenticulares canalizados de microconglomerados y areniscas gruesas, con elementos siliciclásticos poco redondeados y más raramente de calizas provenientes de rocas cretácicas y jurásicas, así como de la destrucción de costras carbonatadas poco desarrolladas. Los

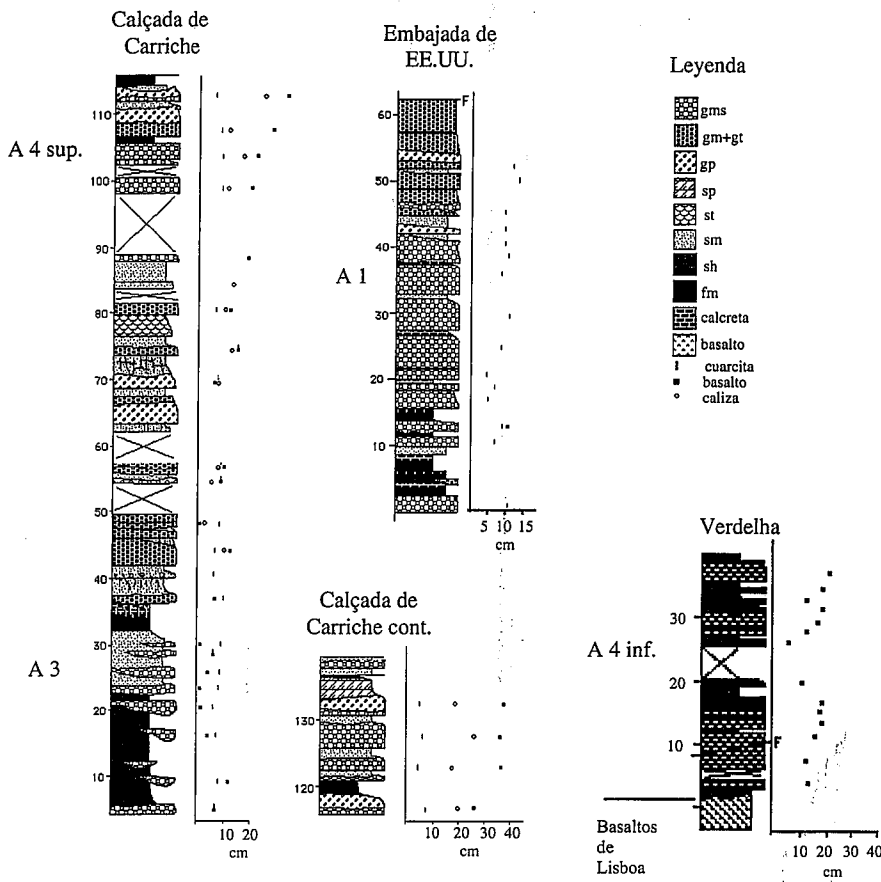


Figura 3.- Perfiles principales del Complejo de Benfca. Está representada la evolución del centil, para distintos clastos.

Figure 3.- Benfca complex main profiles. The diagrams depicts the centil evolution for different clasts.

cuerpos referidos («ribbon» cf. Friend, 1983) no pasan de 10 m de anchura y 2 m de espesor. Estas facies son producto de un proceso de decantación con horizontes intercalados de costras carbonatadas. Periódicamente, como resultado de corrientes efímeras, hubo incisión de canales rellenos por conglomerados. Algunas áreas deprimidas son episódicamente lacustres. Estas facies evolucionan lateral y superiormente de un modo gradual a las facies de A4 sup., en la que predominan materiales carbonatados y basálticos.

A4.- Esta asociación aparece en dos posiciones estratigráficas diferentes (Fig. 4). Los conglomerados de A4 sup. son más abundantes, potentes, groseros y texturalmente maduros, que los equivalentes de A4 inf. Los respectivos cuerpos presentan una organización multihistoriada discreta. Está compuesta por conglomerados y areniscas groseros con elementos redondeados de calizas jurásicas y cretácicas (<80 cm cf. Azevedo *et al.* 1991), basalto (<20 cm) y cuarcita (<8 cm), en cuerpos de espesor métrico (0.5-3.0 m); alternan con areniscas y lutitas rojas y

marrones, con horizontes carbonatados nodulares o encostrados con distinta madurez. En algunos afloramientos (Vialonga, Benfca) una parte de los niveles conglomeráticos incluyen fragmentos retrabajados de conchas de bivalvos.

Los cuerpos conglomeráticos son tabulares con relación extensión/espesor elevada, cuando las geometrías canalizadas pueden ser identificadas. En otros casos (espesores más reducidos) se trata de morfologías resultantes de «sheet-flood». La abundancia de clastos de basalto es variable, pero parece estar relacionada con la ocurrencia de clastos de caliza. Ambos son más abundantes y de mayores dimensiones a techo de la sucesión (A4 sup.) (Figs 3 y 4), lo que puede interpretarse como resultado de un proceso común de alimentación local, por la elevación de bloques mesozoicos situados a O y NO (Azevedo, 1991). Esta asociación muestra episodios efímeros de sedimentación en canales anchos de elevada energía, intercalados con largos periodos de no sedimentación y alteración

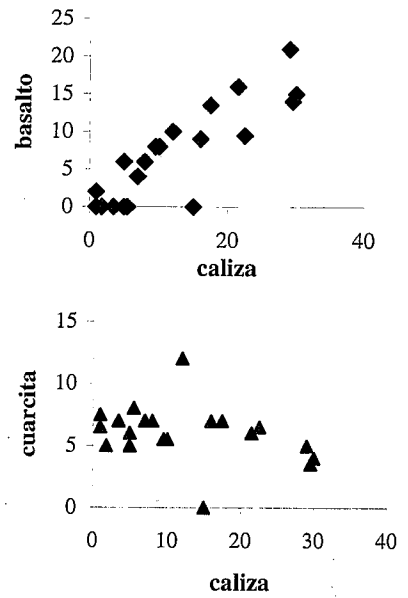


Fig. 4.- Diagramas de correlación entre las dimensiones de los clastos de caliza con los de basalto y cuarcita, para cada cuerpo de A4 sup. (perfil Calçada de Carriche).

Fig. 4.- Diagrams representing the correlation between the dimensions of the limestone clasts and the basaltic and quartzitic ones.

edáfica, con formación de horizontes carbonatados encostrados. En A4 inf. se identifica un drenaje hacia el SE, basado en un estudio de paleocorrientes cerca de Lourès. Dreyer (1993) en la Formación de Esplugafreda del Paleoceno de la cuenca de Tremp-Graus, definió un modelo de sedimentación en canales efímeros aplicado a la interpretación propuesta para A4.

Arquitectura de relleno

La correlación de los perfiles ha permitido establecer un modelo de relleno constituido por dos secuencias, separadas por una discontinuidad sin valor angular evidente, pero con significado paleogeográfico importante.

Secuencia 1.- Se apoya mediante una discontinuidad erosiva sobre el Complejo Volcánico de Lisboa-Mafra. A pesar de los escasos afloramientos (área urbana de Lisboa) y la existencia de un conjunto de fallas de rejuogo tardío, se puede inferir (Benfca) la existencia de un paleorelieve modelando el límite inferior. Culmina la secuencia con un horizonte de intensa cementación carbonatada afectado por una superficie erosiva. Estos procesos han sido descritos en costras climáticas y paleosuelos carbonatados (Meyer, 1988). En esta secuencia se observa la relación

lateral entre las asociaciones de facies A1 y A4 inf. La A1 es siliciclástica y bien representada en el perfil de la Embajada de EE.UU. (Fig 3) con engrosamiento en los sectores S y SO. En la A4 inf. (Verdelha, Fig 3.) predominan las alternancias entre niveles conglomeráticos de geometrías tabulares y raramente lenticulares, con niveles lutíticos, con horizontes concreccionados y raros clastos alineados. La transición entre ambas es brusca, tal como se ve al NE de Loures; este hecho es debido a la distinta alimentación sedimentaria, y al reducido retrabajamiento de los materiales en las zonas de interdigitación. La evolución vertical es compleja, con variaciones granodecrecientes y crecientes de los valores del 1^{er} centil. Al súbito cese de la sedimentación, sucedió la cementación carbonatada con evidencias mixtas de procesos freáticos y concreccionamiento en paleosuelos. Estas modificaciones del contexto depositacional marcan el inicio de la secuencia 2 con la instalación de facies de decantación en la depresión, dando inicio a la fase progradante de los aparatos conglomeráticos posteriores (Prosser, 1993).

Secuencia 2.- Este conjunto superior con cerca de 300 m de espesor, se apoya sobre la superficie erosiva del techo de la secuencia 1 y tiene una clara tendencia granocreciente. Los niveles basales presentan en algunos puntos facies conglomeráticas en cuerpos de reducida extensión lateral, que raramente sobrepasan los 5 m de espesor. Rápidamente estas facies evolucionan a cerca de 200 m de lutitas rojas de A3, con intercalaciones de geometrías canalizadas lenticulares de tipo «ribbon», rellenas de facies arenoconglomeráticas de clastos silíceos y carbonatados con raras vulcanitas. Aparecen intercalados algunos horizontes definidos por concrecciones carbonatadas edáficas, más evolucionados al techo de las facies lutíticas, y sobre todo en los niveles arenoso-conglomeráticos de la mitad superior de la secuencia.

Las lutitas de A3 pasan gradualmente a sedimentos arenoso-lutíticos. En los 130 m superiores de esta secuencia, pre-

dominan los conglomerados de A4 sup., particularmente en los afloramientos del sector SO. Esta sucesión conglomerática presenta geometría de abanico aluvial progradante hacia NO y SO (Azevedo, 1991), que explica la naturaleza más arenoso-lutítica en los perfiles más septentrionales. Estas facies septentrionales más finas podrían corresponder a las que Choffat (1950) y Antunes (1979) refieren a techo de la sucesión del Complejo de Benfica.

Con el aumento de la proporción de sedimentos arenoso-conglomeráticos al techo de la secuencia 2, como resultado de la instalación de procesos aluviales más energéticos, se observa una mejor ciclicidad de las facies. Los ciclos granodecrecientes, separados por superficies erosivas, son comparables a los que en otras cuencas se interpretan como resultado de la migración y avulsión de canales fluviales en una llanura aluvial. La madurez y el grado de evolución de las costras carbonatadas son mayores en los ciclos más potentes y arenosos. A techo (perfil de Calçada de Carriche) los procesos edáficos son menos vigorosos y más breves, probablemente debido por la mayor recurrencia de derrames en manto. El límite superior de esta secuencia se observa mal, dada la intensa estructuración y también la densa ocupación urbana. Parece corresponder a una superficie transgresiva en que el reciclado de los materiales enmascara la probable cicatriz erosiva.

Conclusiones

El registro sedimentario del Complejo de Benfica está constituido por cuatro asociaciones de facies: A1, A2, A3 y A4. La correlación de los perfiles permite establecer un modelo general de relleno con dos secuencias separadas por una discontinuidad encostrada de carbonatos. La secuencia 1 dominada por materiales arcóscicos, será seguramente del Eoceno, más probablemente superior, quedando la edad oligocena para la secuencia 2, que

se inicia con reactivación de la subsidencia tectónica y está dominada por la progradación de abanicos aluviales con clasos mesozoicos.

Referencias

- Antunes M. T (1967) Rev. Fac. Ciênc. de Lisboa, 2^a S, C Ciências Naturais, v. XV, fasc. 1:pp. 69-111.
- Antunes, M. T. (1979) *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, v.5, pp.145-174.
- Antunes, M.T., Casanovas, M.L., Cuesta, M.A., Checa, L., Santafé, J.V. y Agustí, J. (1997) *Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier*, 21, pp. 767-805.
- Azevedo, A. y Carvalho, G. (1986) *Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, 72 (1/2): pp. 111-118
- Azevedo T. M y Pimentel, N. (1995) *Fac. Ciênc. Univ. Porto, Mem.* 4, pp. 897-902
- Azevedo T. M (1991) *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (Parte B): pp. 525-564.
- Azevedo, T. M., Carvalho, G., Silva, O. y Romariz, C. (1991) *Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, 77: pp. 103-120.
- Carvalho, G. (1967) *Finisterra*, Lisboa, II, 4, pp. 174-200,
- Carvalho, G. (1968) *Mem. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, 15: 217 p.
- Choffat, P. (1950) *Com. Serv. Geol. Port. t. XXX (Suplem.)*, 183 p.
- Cotter, J.C.B. (1904) *Mem. Com. Serv. Geol. Portugal*, pp. 1-44.
- Cunha, P. P. (1999) *Com. Inst. Geol. Mineiro*, t. 86, pp. 143-196.
- Dreyer, T. (1993) *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.* 17, pp. 337-362.
- Friend, P. F. (1983) In: *Modern and ancient fluvial systems*. *Spec. Pub. I.A.S.*, 6, pp. 345-354.
- Hartley, A.J. (1993) *Spec. Pub I.A.S.* 17, pp. 489-500.
- Meyer, R. (1987) *Manuels & Methodes*, (Ed. B.R.G.M.), Orléans, 13: 64 p.
- Nery Delgado y Choffat, P. (1899) *Carta Geológica de Portugal 1/500000*. *Serv. Geol. Portugal*.
- Prosser, S. (1993) *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 71, pp. 35-66.