

Estudio comparado de la evolución e inversión de distintas cuencas mesozoicas de la Placa Ibérica.

Comparative study of the evolution and inversion of several Mesozoic basins within the Iberian plate.

A. Casas (*), A.L. Cortés (*), C. Liesa (*), A.R. Soria (*), P. Terrinha (**), J.C. Kullberg (***), R. da Rocha (****).

(*) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza

(**) Centro de Estratigrafía e Paleobiología. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Universidade Nova de Lisboa. P-28025 Monte de Caparica

(****) Departamento de Geología. Faculdade de Ciências. Universidade de Lisboa. 1700 Lisboa

ABSTRACT

The marginal zones of the Maestrazgo Basin (Las Parras and Galve basins) and the Algarve Basin show a similar evolution during basin formation (mainly Jurassic and Early Cretaceous) and inversion (Oligocene-Early Miocene). Common features between the two basins are the control of sedimentation during extension by basement normal and transfer faults (NW-SE and NE-SW) and the complete inversion during the Tertiary accommodated by basement-involved E-W thrusts, preserving the extensional geometry, with non-reactivated normal faults at the thrusts hanging-walls. Extensional structures in the Las Parras and Galve basins are consistent with a roughly N-S oriented extension (locally NE-SW and NW-SE, perpendicular to the main normal faults). Thrusts show an overall E-W direction compatible with a near N-S shortening between the Late Eocene and the Early Miocene. Extension in the Algarve Basin was accommodated by ENE-WSW to NE-SW late Variscan faults; NW-SE transfer faults dipping to the Northeast also accommodated some extension and divided the area into sub-basins. Inversion in the Algarve Basin pre-dated deposition of the Miocene sediments and was accommodated by S- to S-SE directed thrusts, which cross-cut the main extensional faults.

Key words: sedimentary basin, basin inversion, basement fault, Mesozoic, Tertiary, Iberian plate

Geogaceta, 24 (1998), 67-70

ISSN: 0213683X

Introducción

Durante el Mesozoico la Placa Ibérica estuvo sometida a un estado de esfuerzos distensivo que dio como resultado la creación de cuencas sedimentarias repartidas en los distintos bordes del cratón (Fig. 1). Esta evolución fue relativamente compleja (Alvaro, 1991; Salas y Casas, 1993), con dos períodos de *rifting* y depósitos mayoritariamente continentales o transicionales (Triásico y Cretácico inferior), seguidos por etapas de subsidencia térmica, con depósitos de plataforma homogéneos extendidos sobre grandes áreas de la península (Jurásico inferior-medio y Cretácico superior). En los márgenes occidental y septentrional de la península (cuencas Vasco-Cantábrica, Pirenaica, Ibérica septentrional y Lusitánica) la evolución de las cuencas sedimentarias estuvo ligada a la apertura del Atlántico y del Golfo de Vizcaya. En el margen oriental (fundamentalmente las cuencas Ibérica y Bética) su evolución está más ligada a la del Thethys, aunque sus principales etapas extensionales están también relacionadas con la apertura del Atlántico central (Salas y Casas, 1993).

Durante el Cenozoico el desplazamiento hacia el Norte de Africa con respecto a Europa trajo consigo la creación de un campo de esfuerzos compresivo a escala de toda la Placa Ibérica. Las cuencas situadas en los márgenes y el interior de la placa sufrieron un proceso de inversión tectónica, con formación de fallas inversas y cabalgamientos. Las edades de la deformación y de las inversiones de las cuencas mesozoicas son relativamente tempranas en el Norte (a partir del Cretácico Superior, y fundamentalmente Eoceno-Oligoceno inferior en Pirineos), y progresivamente más modernas hacia el Sur (Oligoceno a Mioceno inferior en la Cordillera Ibérica y Sistema Central y

Mioceno en las Béticas, Sanz de Galdeano, 1996).

En el presente trabajo se pretende comparar la evolución de dos cuencas de la Península Ibérica, ligadas una de ellas al margen tetisiano (Cuenca de Las Parras-Galve, que constituye un área marginal de la Cuenca del Maestrazgo) y otra (Cuenca del Algarve) en una posición de charnela entre los márgenes atlántico y tetisiano. En algunos casos se aludirá también a la Cuenca de Cameros, que supone el nexo de unión (tanto a nivel de situación como de evolución tectónica) entre la Cuenca Vasco-Cantábrica y la Ibérica (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1997). Nos centraremos fundamentalmente en

Cuenca	Orientación de las fallas de zócalo	Potencia máxima de la serie mesozoica (metros)	Potencia máxima del Cretácico Inferior (m)	Inversión terciaria (dirección estructural)
Las Parras-Galve	NW-SE y NE-SW	3000	2300	total (E-W, con NW-SE y NE-SW)
Algarve	NE-SW	3800 (onshore)	1500 (onshore)	total (E-W)

Tabla 1. Comparación de distintas cuencas mesozoicas estudiadas

Tabla 1. Comparative features of the studied Mesozoic basins

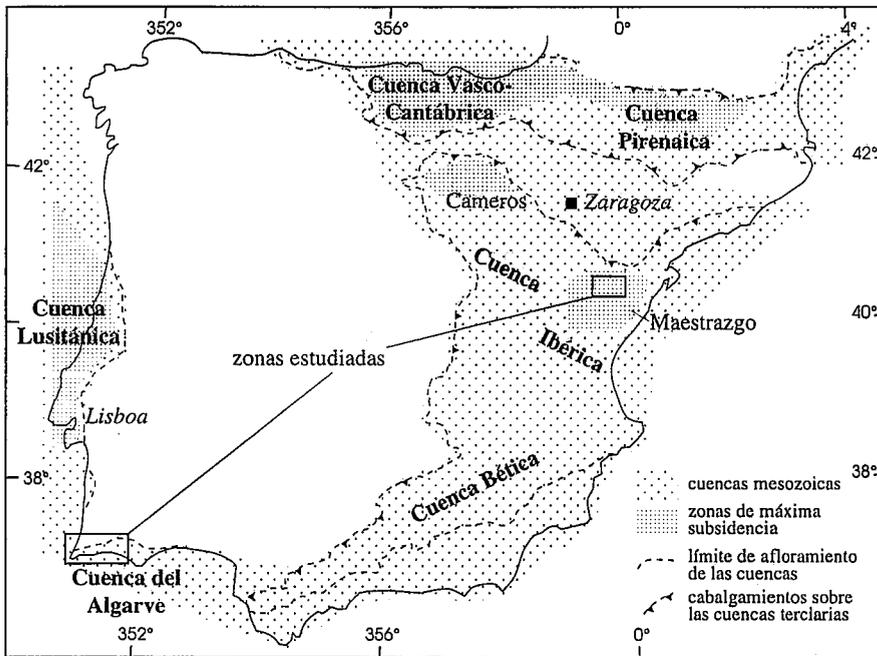


Fig. 1- Situación en el conjunto de la Península Ibérica de las distintas cuencas extensionales desarrolladas durante el Mesozoico.

Fig. 1- Location of the main mesozoic extensional basins in the Iberian peninsula.

los procesos tectónicos que controlaron la sedimentación en las mismas durante la etapa extensional y la estructura compresiva resultante de su inversión.

Evolución sedimentaria

Las cuencas estudiadas presentan características comunes, comenzando por la sedimentación continental triásica, con una discordancia que marca el inicio del *rifting* en todas ellas. A la sedimentación continental le sigue un episodio marino, con un tramo evaporítico, correspondiente a las facies Keuper, de edad Triásico superior en la Cordillera Ibérica (Sopeña *et al.*, 1983), y algo más moderno, en la base del Jurásico (Hettangiense) en la Cuenca del Algarve. Este tramo evaporítico ha tenido una importancia relativamente escasa durante la evolución extensional mesozoica, ya que las fallas de zócalo lo atraviesan sin que funcione como nivel de despegue para la cobertera *pre-rift*, al contrario de lo que ocurre, por ejemplo, en la Cuenca de Cameros (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1997).

En la Cuenca del Algarve aparecen diapiros de cierta importancia (sector de Albufeira), posiblemente activados por la propia tectónica extensional. Asociados a estas evaporitas afloran importantes volúmenes de rocas volcánicas, que indican

un magmatismo también algo más tardío en relación a los basaltos alcalinos, emplazados en los yesos y lutitas del Keuper en la Cordillera Ibérica (Lago *et al.*, 1988).

En el caso de las cuencas de Las Parras-Galve el Jurásico marino es relativamente homogéneo a la escala de las cuencas estudiadas, con potencias comprendidas entre 500 y 1000 metros, y constituye la secuencia *pre-rift* de las cuencas del Cretácico Inferior. En la Cuenca del Algarve las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas aumentan de potencia de Oeste a Este, posiblemente con depocentros en el actual *off-shore*. La secuencia jurásica aflorante es de 400 m en el extremo occidental y de 1700-2000 m en el oriental (estos espesores no incluyen los sedimentos hettangienses que tradicionalmente se incluyen en la secuencia sedimentaria fini-Triásica, y que tienen espesores máximos de 300 m).

Aunque corresponden a la etapa principal de *rifting* en varios puntos de la Cuenca Ibérica (más de 8000 m en la Cuenca de Cameros, Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1997), en las cuencas de Las Parras-Galve y del Algarve los materiales del Cretácico Inferior presentan espesores moderados. Su potencia máxima es de 800 m en la cuenca de Las Parras y 2290 m en las subcuenca de Galve (Guimerá y

Salas, 1996), con un medio de depósito continental a marino (Soria, 1997). En la Cuenca del Algarve la secuencia cretácica (con techo en el Albiense o Cenomaniense) presenta un espesor comprendido entre 400 m (sector occidental) y 1500 m (sector oriental). Rey (1983) describe tres ciclos sedimentarios que se inician en secuencia regresiva, pasando a continuación a transgresiva y terminando con discordancias erosivas.

Geometría extensional.

Condicionantes de zócalo

La fracturación extensional, controlada por las fallas de zócalo, reviste un carácter homogéneo, al menos en cuanto a orientaciones, en las distintas áreas de la Península Ibérica (ver Tab. 1). Existen dos direcciones dominantes de fallas extensionales: NW-SE y NE-SW, heredadas de la etapa de fracturación tardihercínica (Arthaud y Matte, 1975). Estas dos direcciones de fracturación, presentes en prácticamente todos los materiales del interior de la Península (Muñoz Martín, 1997; Cortés *et al.*, 1998; Cortés *et al.*, este volumen), presentan distinta importancia según las zonas, ya que dentro de las propias cuencas ibéricas las fallas responsables del control de la sedimentación durante el Cretácico Inferior pasan de ser NW-SE en la zona occidental a NE-SW en la oriental. En el caso de la Cuenca de Las Parras-Galve las fallas de dirección ENE-WSW serían las responsables del control de la subsidencia, mientras que las de dirección NW-SE a NNW-SSE corresponderían a fallas de transferencia con movimiento direccional (Soria, 1997). En la Cuenca del Algarve el papel jugado por las distintas orientaciones es similar, ya que las fallas de dirección NE-SW a ENE-WSW presentan juego normal dominante. Sin embargo, estos sistemas de fallas son cortados por fallas de transferencia con buzamiento hacia el W-NW, que tuvieron una gran importancia en la compartimentación de la cuenca y el aumento de espesores hacia el Este (Terrinha, 1998). Estas fallas de transferencia de dirección NNW-SSE a NW-SE se suponen heredadas de la etapa tardihercínica y probablemente suponen también la reactivación de cabalgamientos hercínicos (que en el Algarve central presentan orientación NW-SE y NE).

En la Cuenca de Las Parras-Galve existe una cierta polaridad «tetisiana», ya que la sedimentación, y por tanto, el movimiento de las fallas durante el Cretácico

inferior, es progresivamente más moderado desde el Este hacia el Oeste. La geometría de las fallas normales es lítrica en profundidad como puede deducirse del análisis de los espesores de las distintas formaciones (Soria, 1997). Las fallas maestras atraviesan toda la secuencia *pre-rift* y se introducen en el zócalo. Existen, no obstante, algunos sistemas de fallas menores que despegan en las facies Keuper o en niveles incompetentes dentro de la serie jurásica, y que son responsables de pequeñas variaciones de espesor dentro de la cobertera. Las direcciones de extensión asociadas a las fallas, determinadas a partir del análisis de paleoesfuerzos, suelen presentar direcciones perpendiculares a las fallas mayores (Aranda y Simón, 1993), lo cual podría explicarse por desviaciones locales de un eje de máxima extensión en dirección aproximadamente N-S. Esta dirección de extensión sería compatible con las fallas normales activas durante este período en distintos puntos de la península (con orientaciones fundamentalmente NW-SE, NE-SW y E-W), tanto en las cuencas citadas como en la Cuenca Vasco-Cantábrica (ver por ejemplo, Espina *et al.* 1996).

Los análisis de paleoesfuerzos en sedimentos jurásicos y cretácicos de la Cuenca del Algarve distinguen dos grupos principales de direcciones de extensión: 1) NNW-SSE a NW-SE, distribuidas por toda la cuenca, y consideradas como «tetisianas» y 2) E-W a WNW-ESE, localizadas en el Algarve occidental, junto al actual margen N-S de Portugal, y consideradas como «atlánticas». En el Algarve occidental los movimientos son simultáneos sobre los dos sistemas de fallas hasta el Kimmerigiense, momento a partir del cual sólo se detecta la extensión E-W.

La inversión terciaria

Las estructuras frontales de la Cuenca de Las Parras-Galve (cabalgamiento de la Muela de Montalbán, González y Guimerà, 1993) responden a la inversión de fallas normales cretácicas con pliegues de vergencia N en la secuencia *post-rift* (Cretácico Superior). Este cabalgamiento presenta un desplazamiento en torno a 6 km en su parte central (González y Guimerà, 1993), lo cual supera la magnitud de la extensión mesozoica. La superficie de cabalgamiento desciende hacia el sur y se introduce en el zócalo hercínico. El frente norte del cabalgamiento se corresponde prácticamente con el borde de la cuenca cretácica, y aparece segmentado

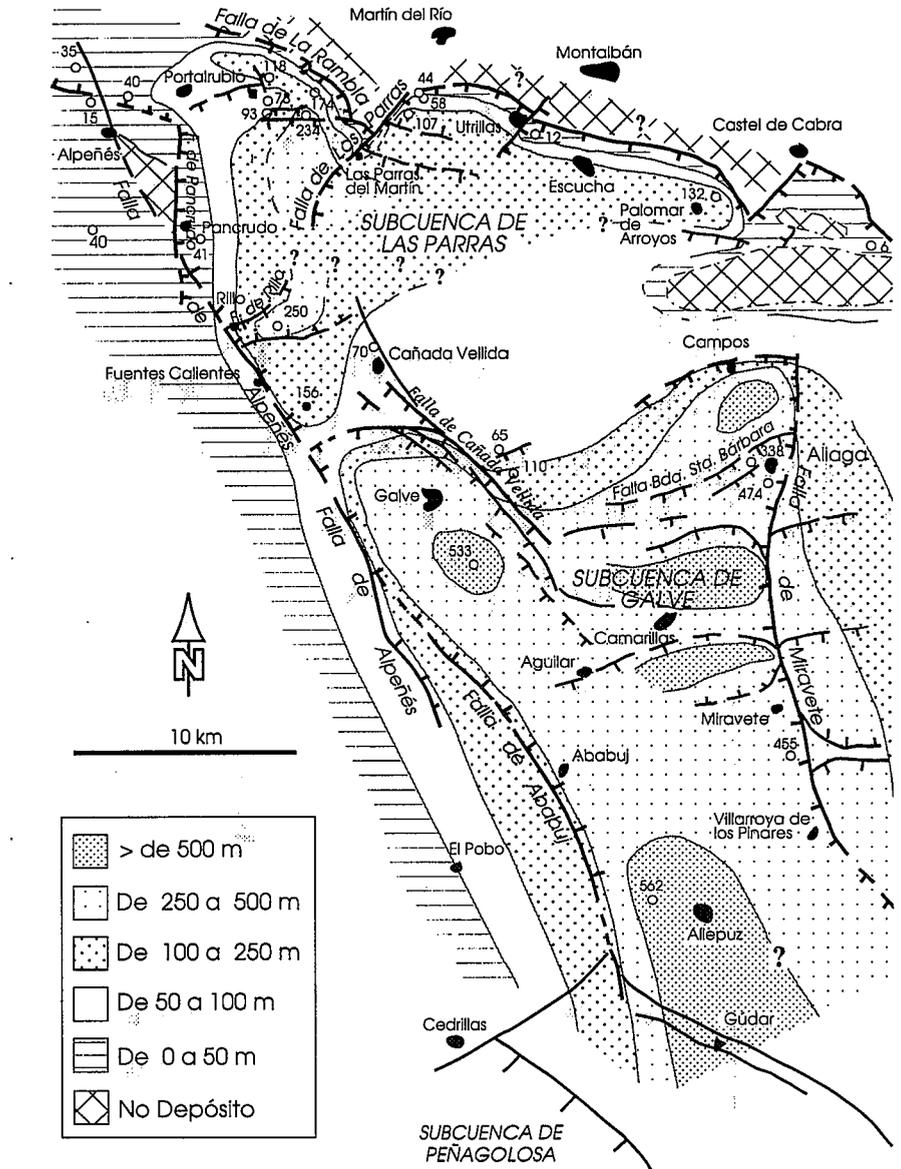


Fig. 2- Mapa de la Cuenca de Las Parras-Galve mostrando la distribución de espesores de la secuencia *sin-rift* (Cretácico Inferior) y las principales fallas que controlan la sedimentación.

Fig. 2- Map of the Las Parras-Galve Basin, showing the thickness distribution of the *syn-rift* sequence (Lower Cretaceous) and the main normal faults controlling subsidence.

de acuerdo con dos directrices estructurales cretácicas (NW-SE y NE-SW, ver Fig. 2). En algunos sectores se observa una diferencia clara entre las estructuras de bloque superior en los segmentos con distintas direcciones: los de dirección NE-SW se corresponden con rrellanos y los de dirección NW-SE con rampas.

En la Cuenca del Algarve se apunta la existencia de estructuras compresivas asociados a inversiones tempranas, posiblemente pre-Kimmeridgienses, dentro de la evolución de la cuenca (Terrinha, 1998). Durante el Terciario aparecen cabalgamientos en cuyo bloque superior afloran mate-

riales paleozoicos en facies Culm; que cabalgan sobre el Triásico en el límite más septentrional de la cuenca. Estos cabalgamientos forman un sistema imbricado, ya dentro de la cobertera, con clara vergencia sur. Hacia el Sur la estructura es algo más complicada, ya que aparecen cabalgamientos de vergencia contraria que elevan las antiguas zonas subsidentes. En las zonas cercanas al límite septentrional el bloque elevado de las fallas normales mesozoicas se mantiene como bloque elevado de los cabalgamientos terciarios, situación contraria a la inversión de las cuencas de la Cordillera Ibérica.

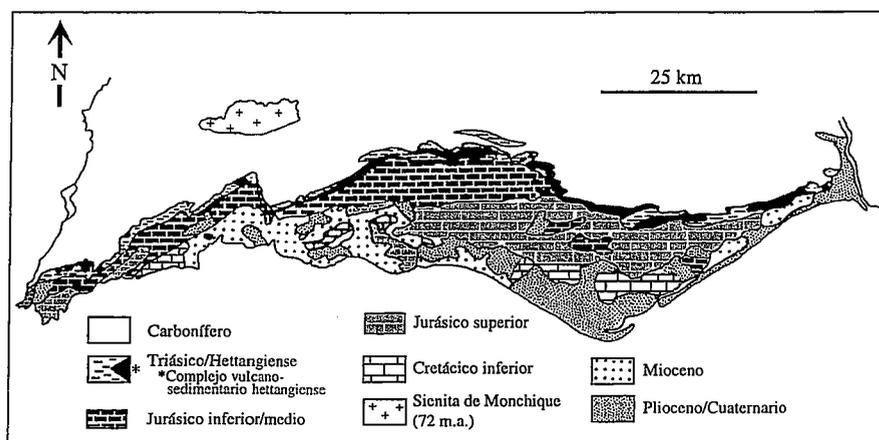


Fig. 3- Esquema geológico de la Cuenca del Algarve

Fig. 3- Geological sketch of the Algarve Basin

La orientación de las estructuras compresivas es muy similar en todas las cuencas invertidas de la península: E-W, correspondiente con la dirección principal de acortamiento N-S durante el Paleógeno (Guimerà y Alvaro, 1990). Es importante resaltar que en los casos estudiados el nivel de despegue mesozoico es secundario en relación con los cabalgamientos (aunque en algunos casos también se canalizan a favor de estos niveles) y que los materiales hercínicos están involucrados en las estructuras compresivas.

Un aspecto particular de la Cuenca de Las Parras-Galve es la presencia de esquistosidad de fractura o disolución, presente también en otras zonas de la Cordillera Ibérica, como la cuenca de Cameros (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1997). En ambos casos la esquistosidad se interpreta como asociada a pliegues, aunque en el caso de Las Parras-Galve podría estar relacionada con estructuras de «buttressing» contra fallas normales durante la etapa de inversión (Soria, 1997).

Conclusiones

El estudio de dos cuencas mesozoicas (Las Parras-Galve y Algarve) en zo-

nas relativamente alejadas dentro de la Placa Ibérica muestra una evolución común, a grandes rasgos, y bastante similar a lo largo del llamado «ciclo alpino». Tanto la extensión mesozoica como la compresión terciaria presentan unas directrices estructurales comunes, marcadas en gran parte por la herencia de las estructuras tardihercénicas, y son compatibles con direcciones de extensión y compresión similares. Probablemente las diferencias principales son la existencia en la cuenca del Algarve de: 1) eventos tectónicos compresivos en la transición Calloviense-Oxfordiense y Titónico-Cretácico Inferior en la Cuenca del Algarve (Terrinha, 1988); 2) diapiros salinos aflorantes o cubiertos por sedimentos recientes (Pliocenos-Cuaternarios); 3) un sistema de fallas «atlántico» además del tetisiano, y 4) el zócalo situado en el margen de la cuenca extensional cabalga sobre ésta durante la inversión tectónica.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por la Acción Integrada Hispano-Portuguesa HP95-0070 de la Dirección General de Enseñanza Superior.

Referencias

Alvaro, M. (1991): In: *Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, Hoja nº 40, Daroca*. I.T.G.E.

Aranda, M. y Simón, J.L. (1993): *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (1-2): 123-129

Arthaud, F y Matte, P. (1975) *Tectonophysics*, 25: 139-171.

Casas-Sainz, A. M. y Gil-Imaz, A. (1997): *Geologische Rundschau*, 86: 802-818.

Cortés, A.L., Maestro, A. y Soriano, M.A. (1998): *Geogaceta* 24: 125-128)

Cortés, A.L., Maestro, A., Soriano, A. y Casas, A. (1998): *Geol. Mag.* 135 (2): 255-268

Espina, R.G., de Vicente, G. y Muñoz Martín, A. (1996): *Geogaceta*, 20 (4): 936-938

González, A. y Guimerà, J. (1993): *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (1-2): 151-165

Guimerà, J. y Alvaro, M. (1990): *Bull. Soc. Géol. France*, 8: 339-348.

Guimerà, J. y Salas, R. (1996): *Geogaceta*, 20 (7): 1701-1703.

Lago, M., Pocoví, A., Bastida, J. y Amigó, J.M.(1988): *II Congreso Geológico de España*, Granada, Comunicaciones, Vol. 2: 31-34.

Muñoz Martín, A. (1997): *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense, Madrid, 331 p.

Rey, J. (1983): *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 69 (1): 87-101.

Salas, R. y Casas, A. (1993): *Tectonophysics*, 228: 33-35.

Sanz de Galdeano, C.M. (1996): In: P. F. Friend y C.J. Dabrio (eds.), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, Cambridge University Press: 9-14.

Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A. y Hernando, S. (1983): In: J.A. Comba (coord.), *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos*, Vol. II, I.G.M.E.: 47-63.

Soria, A.R. (1997): *Tesis Doctoral*. Univ. de Zaragoza. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 363 p.

Terrinha, P. (1998): *Tesis Doctoral*. Univ. de Lisboa.