

Dolomitización bajo superficies de ruptura sedimentaria: estudio comparativo de las dolomías del Turoniense-Coniaciense (El Ribero) y Maastrichtiense superior (Quecedo) del Norte de Burgos (España)

Dolomitization below unconformities: a comparative study of dolomites from Turonian-Coniacian (El Ribero) and Upper Maastrichtian (Quecedo) of Northern Burgos (Spain)

M. Erkiaga, F. García-Garmilla, M.A. Rioja y J. Elorza

Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco, Apdo. 644; 48080 - Bilbao, Vizcaya (Spain)

ABSTRACT

Substantial dolomitization and calcitization processes occurred in upper Turonian-lower Coniacian and upper Maastrichtian-lower Danian carbonates at El Ribero and Quecedo sections, respectively. Carbonate precipitation is in both cases related to first order sequence boundaries. Textures under S.E.M. reveal more important processes of dissolution at El Ribero in comparison to those at Quecedo, suggesting an aggressive meteoric phreatic zone. C and O isotopic relations tend to become positive just below the unconformities as a result of the influence of marine waters. A general comparison shows more heavy isotopic values at Quecedo. A marine/mixing water model of dolomitization is proposed for both dolomites, but with a major influence of marine waters at Quecedo.

Key words: Upper Cretaceous, Basque-Cantabrian Basin, sedimentary ruptures, dolomitization, calcitization, S.E.M. ultratextures, C and O isotopic relations.

Geogaceta, 20 (3) (1996), 643-646
ISSN: 0213683X

Introducción

Los procesos de dolomitización en el Cretácico superior del norte de Burgos han sido citados por varios autores (Ramírez del Pozo, 1971; García Garmilla, 1979; Floquet *et al.*, 1982; y Floquet, 1991, 1992), pero sus rasgos geoquímicos y petrogenéticos aún no son bien conocidos. En este trabajo, se han seleccionado dos casos de dolomitización temprana ligados a contextos geológicos relativamente similares: dolomitización masiva y en su máximo grado justo por debajo de rupturas sedimentarias de primer orden y amortiguamiento progresivo de la misma tanto lateralmente como en sentido descendente. Así, las dolomías de El Ribero (Turoniense superior-Coniaciense inferior) se desarrollan por debajo del límite secuencial SB8 (Floquet, 1992), en tanto que las de Quecedo (Maastrichtiense superior-Daniense inferior) aparecen bajo el límite SB14 (Floquet, *op.cit.*).

Las dolomías de El Ribero (Fig.1) presentan texturas idiomórficas en general

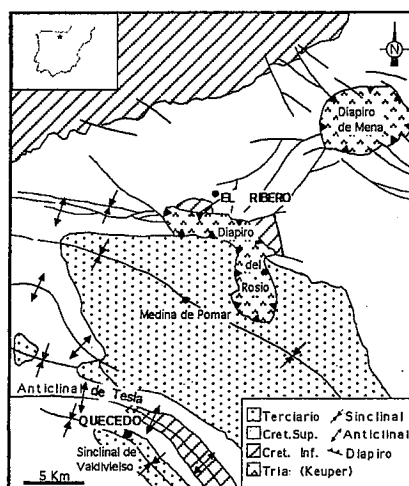


Fig.1.- Mapa geológico y situación del corte de Quecedo.

Fig.1.- Geological Map and location of the Quecedo section.

unimodales, con límites planares entre los cristales, en el sentido de Gregg y Sibley (1984). Al microscopio óptico, muchos

cristales muestran núcleos sucios y bordes («rims») de dolomita limpia. Otros presentan bandas alternantes de calcita/dolomita. El mosaico dolomítico está englobado por calcita anhedral «blocky» y poikilótptica. Un proceso general de dedolomitización tardía afectó a los cristales de dolomita, apareciendo algunos romboedros completamente transformados a calcita, así como aristas y ángulos cristalinicos relictos englobados en el mosaico calcítico (Erkiaga *et al.*, 1995a,b; García Garmilla y Elorza, 1996). El contenido fósil (equinodermos, corales, ostreidos, miliólidos y lituólidos) sugiere un depósito carbonatado inicial en ambientes marinos someros con predominio de circulación abierta de las aguas.

Las dolomías de Quecedo (Fig.1) son equigranulares, microcristalinas, con proporciones de cuarzo detrítico que pueden alcanzar el 35% de la roca y una porosidad elevada (hasta un 14%). De manera habitual, una fase tardía de calcita en mosaico o poikilótptica completa la porosidad intercristalina y vacuolar. El contenido fósil denota una sedimentación mari-

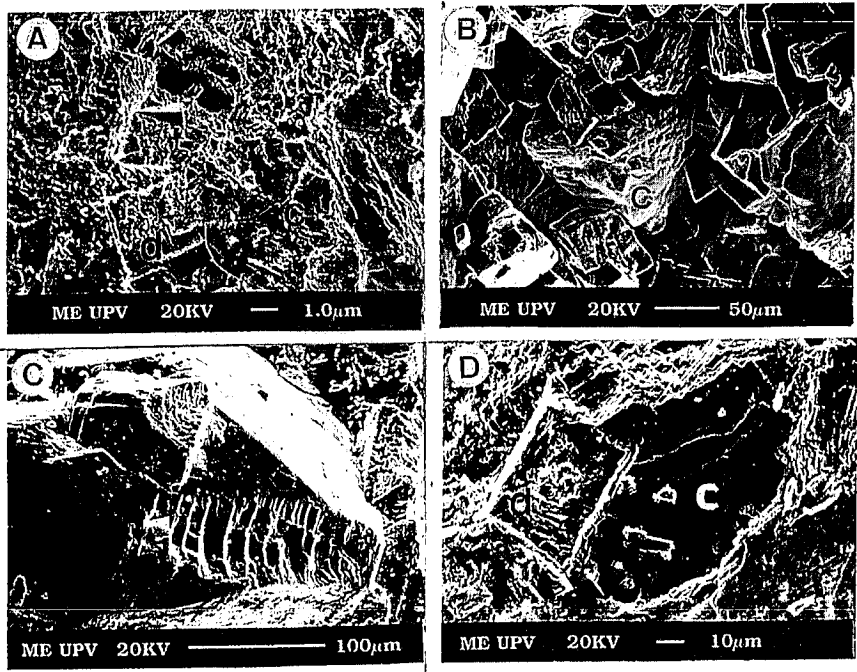


Fig.2.- Sección estratigráfica de Quecedo.

Fig.2.- Quecedo stratigraphic section.

na: corales, crinoides, equinodermos, ostreoides y rotálidos. Hacia la parte superior de la unidad, se observan niveles de caliche, «algal-mats» y nódulos de calcita con inclusiones de anhidrita y pseudomorfos de yeso. Su depósito debió tener lugar en un complejo mareal próximo a sistemas deltaicos tributarios de terrígenos (Rioja *et al.*, en este volumen).

Metodología

Una vez preparadas 14 muestras (7 de El Ribero y 7 de Quecedo) para Microscopía Electrónica de Barrido (S.E.M.), se procedió a recubrir las con un baño de oro al vacío durante 4 minutos con una corriente de deposición electrónica («sputtering») de 15 mA. Las observaciones fueron realizadas en el microscopio Jeol JSM-6400 de la Facultad de Ciencias de la Universidad del País Vasco. El potencial empleado fue de 20kV con distancias de trabajo de 7 a 9 mm.

Las relaciones isotópicas ¹⁸O/¹⁶O y ¹³C/¹²C obtenidas a partir del CO₂ desprendido siguiendo el procedimiento de McCrea (1950) se obtuvieron en el Laboratorio de Isótopos de la Universidad Central de Barcelona y en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. La materia orgánica fue eliminada por calentamiento a

350-400°C bajo vacío durante 3 horas. Se llevaron a cabo extracciones fraccionadas para obtener de modo independiente los valores de δ¹³C y δ¹⁸O en las muestras con composición mixta de calcita y dolomita. Los espectrómetros utilizados fueron un VG SIRA 9 en Barcelona y un VG SIRA II en Salamanca.

Resultados de S.E.M.

Se han reconocido tres tipos básicos de ultratexturas de dolomita y calcita en los sedimentos de El Ribero:

- a) Dolomías con romboedros englobados en cementos de calcita espática.- en ellas predomina la porosidad intracristalina. En fractura, se ve que los romboedros son euhedrales y sobresalen entre la masa calcítica. Hay texturas de corrosión condicionadas por el proceso de calcitización de la dolomita; la corrosión afecta de forma perforante a los romboedros, definiendo una mesoporosidad (cf. Luo y Machel, 1995) con diámetros de unas 5mm y morfología irregular (Fig.2A).
- b) Dolomías porosas.- compuestas por romboedros dolomíticos más sueltos, con poca calcita que los engloba (Fig.2B). Los romboedros están peor formados que en el caso anterior, debido a procesos de disolución superficial en sus caras sin llegar a la perforación, dando

lugar a ondulaciones superficiales, lo que indica una disolución menos efectiva que en el primer caso. La fábrica es polimodal, con tamaños de cristal que varían entre 50 y 100mm. Hay numerosas «crystal face junctions» (uniones de caras cristalinicas) que, según Gregg y Sibley (1984), son características de las dolomías idiotópicas subhedrales. Domina la porosidad intercrystalina que da lugar a una mesoporosidad lineal, de tamaño medio entre 20 y 50mm. Los espacios vacíos están parcialmente interconectados y se observan parches de calcita que rellenan los poros mayores.

c) Dolomías «densas».- formadas por romboedros muy empaquetados que dan lugar a texturas con muy poca porosidad (Fig.2C). No se observa disolución de los romboedros, si bien los cristales de dolomita se desarrollaron con anterioridad a los procesos de compactación, como evidencian las ultratexturas de presión-disolución que los afectan.

Las texturas de calcitización son también evidentes. Al SEM se aprecian romboedros (con una mesoporosidad en sus caras) reemplazados por cristales de calcita espática que ocupan también los espacios intercrystalinos (Fig.2D).

La dolomita de la sección de Quecedo es menos compleja y muestra dos fases texturales, ambas idiomorfas y genéticamente continuas (Figs.3B,C): la primera es equigranular, con tamaños de cristal entre 3 y 15mm y porosidad intercrystalina con mesoporos de tamaño máximo entre 8 y 10mm y mínimo de 1mm o menos. No se aprecian zonaciones ni inclusiones, y los cristales se presentan en forma de matriz («groundmass») homogénea. Dentro de ella destacan los cristales de mayor tamaño (fase 2) que alcanzan su mayor desarrollo a favor de mesoporos de unas 50mm de tamaño, originados en su mayoría por disolución selectiva de fósiles y ooides previos (Figs.3A,C,D). Es constatable una transición gradual por tamaños desde la dolomita «background» hasta los cristales que delimitan las paredes de los poros.

Tendencias y comparaciones isotópicas

Los valores de δ¹³C y δ¹⁸O de la dolomita y calcita de El Ribero y Quecedo aparecen en la Figs.4. y 5. La Fig.4 presenta los datos isotópicos con relación a las series estratigráficas respectivas. Existe una tendencia a la «positivización» del δ¹⁸O justo bajo las discontinuidades mayores, en tanto que en los sectores del dominio freático meteórico se aprecian valores mucho más ligeros. Es destacable que, en

Quecedo, los valores de C y O de la calcita, muy negativos, denotan ambientes vadados meteóricos (karst) bajo la ruptura inferior (entre U2 y U3, Fig.4), de forma parecida a la descrita por Allan y Matthews (1982). En cambio, bajo la ruptura superior (a techo de U3), estos mismos valores son bastante más pesados, lo que sugiere una mayor influencia de las aguas marinas. La misma tendencia se observa con relación a la dolomita.

La Fig.5 ilustra cómo los valores medidos en Quecedo son sistemáticamente más pesados que los de El Ribero, así como que la calcita presenta en general valores más ligeros que la dolomita en ambos sectores. Las calcitas de Quecedo son más pesadas que las de El Ribero, tanto para el C como para el O, mientras que las dolomías solo son más pesadas en O, llegando incluso a valores positivos.

Los valores de C y O en ambas dolomías son compatibles con los atribuidos por Holail *et al.* (1988) a dolomías de la zona de mezcla de aguas marinas y meteóricas, así como los obtenidos por Ward y Halley (1985) en dolomías del Pleistoceno formadas igualmente en zona de mezcla. Los valores isotópicos de la dolomita y la roca total de El Ribero se sitúan en la misma horizontal, lo que podría indicar una dolomitización controlada por la roca inicial, de manera que se mantuvo la señal isotópica del C de la roca total y solo se modificó la del O. Los valores más positivos de las dolomías de Quecedo denotarían una mayor influencia de las aguas marinas.

Las calcitas de El Ribero y Quecedo se ajustan a los campos definidos por los cementos meteóricos de Enewetak y Barbados, respectivamente (Saller, 1984; Matthews, 1974), con lo que se puede concluir un origen ligado a la diagénesis meteórica general que afectó a ambas series.

Conclusiones

Las observaciones de SEM revelan ultratexturas dolomíticas con idiomorfismo variable en El Ribero y más homogéneamente euhedrales en Quecedo. La porosidad creada por disolución puede ser importante en El Ribero, lo que sugiere una mayor actividad y desarrollo de la zona freática meteórica en este sector, en comparación con las dolomías de Quecedo. Los resultados isotópicos de C y O, aunque más positivos en Quecedo, siguen pautas de comportamiento similares en ambas localidades, con los valores de la dolomita siempre más pesados que los de

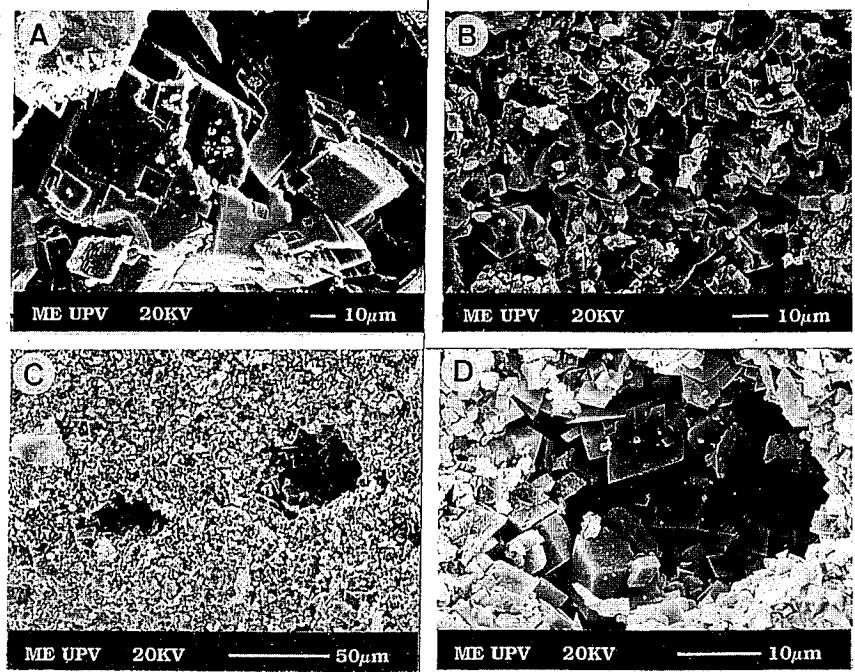


Fig.3.- Microfacies de la sección de Quecedo: A) Unidad 2. Microcodium (con flechas) en calcarenitas con cuarzo (Q). Luz normal. Anchura de la foto (AF): 2.6 mm.; B) Unidad 3. Dolomita «background» (fase 1) con abundante porosidad (P) y granos de cuarzo (Q). Nícoles cruzados. AF: 5.2 mm.; C) Unidad 3. Nódulo de calcita poikilotópica (C) con rombos de dolomita englobados (con flechas). Nícoles cruzados. AF: 5.2 mm.; D) Detalle de la muestra anterior. Pequeños rombos de dolomita (D, fase 1) englobados en calcita gruesa (C). Nícoles cruzados. AF: 1.3 mm.; E) Relictos alargados (E, probables precursores de yeso) englobados en la calcita (C) de los nódulos a techo de la unidad 3. Luz normal. AF: 5.2 mm.; F) Detalle de los cristales relictos de la foto anterior. Están compuestos por rombos diminutos de dolomita (D) y precursores de anhidrita (A). Nícoles cruzados. AF: 0.26 mm.

Fig.3.- Quecedo section microfacies: A) Unit 2. Microcodium (arrowed) in calcarenites bearing quartz (Q). PPL. Photo width (PhW): 2.6 mm; B) Unit 3. Background dolomite (phase 1) showing abundant porosity (P) and quartz grains (Q). XPL. PhW: 5.2 mm; C) Unit 3. Poikilotopic calcite nodule (C) including dolomite rhombs (arrowed). XPL. PhW: 5.2 mm; D) Close view of the former sample. Small dolomite rhombs (phase 1) are included in coarse calcite (C). XPL. PhW: 1.3 mm; E) Enlarged relict crystals (probable gypsum precursors) surrounded by nodular calcite at the top of Unit 3. PPL. PhW: 5.2 mm; F) Close view of the former relicts, which are composed by dolomite minute rhombs (D) and anhydrite precursors (A). XPL. PhW: 0.26 mm.

Valores $\delta^{18}O$ vs. $\delta^{13}C$ de El Ribero vs. Quecedo

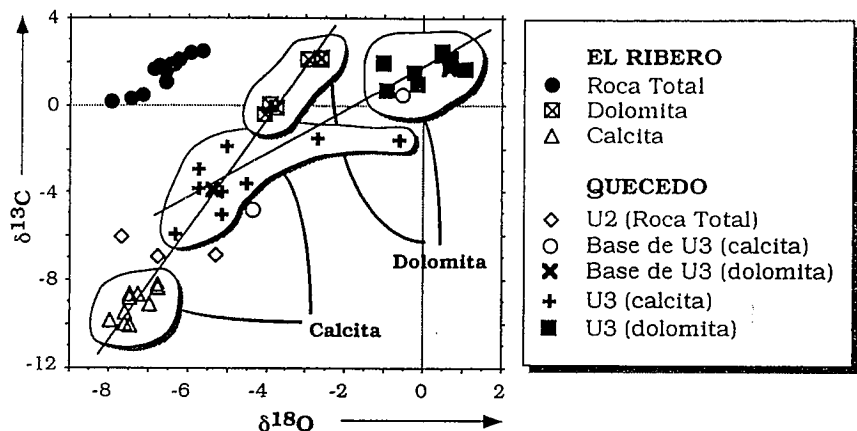


Fig.5.- Diagrama $\delta^{13}C$ vs. $\delta^{18}O$ para las muestras de dolomita y calcita de El Ribero y Quecedo.

Fig.5.- $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$ plot for dolomite and calcite samples from El Ribero and Quecedo.

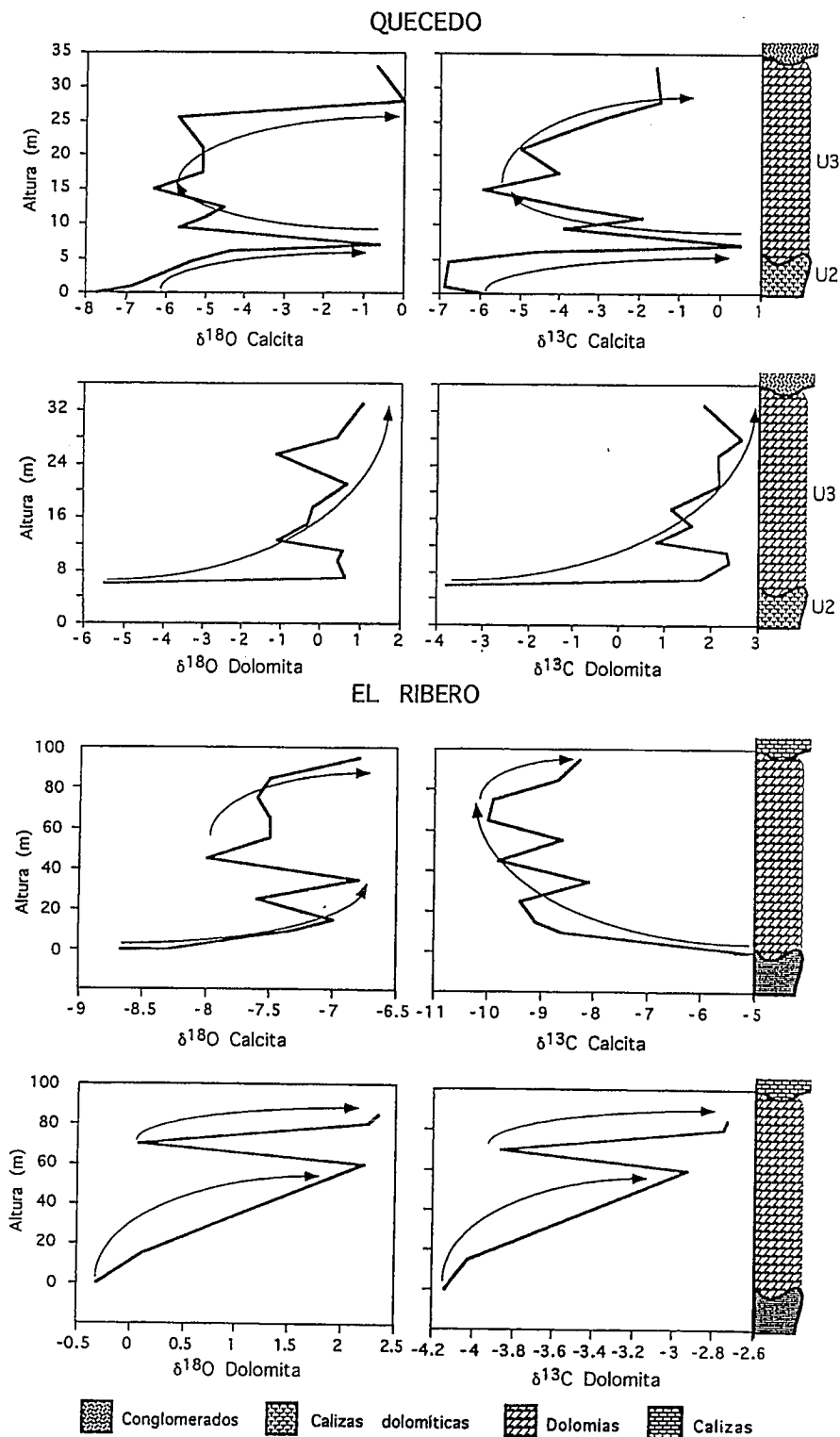


Fig.4.- Secuencia diagenética propuesta para el Maastrichtiense-Daniense de la sección de Quecedo. Ver el texto.

Fig.4.- Proposed diagenetic sequence for the Maastrichtian-Danian sediments at Quecedo section. See text.

la calcita y siguiendo una tendencia lineal (Fig.5). Asimismo, los valores del O en las dolomitas denotan una clara influencia de las aguas marinas sobre los sedimentos inmediatamente infrayacentes a

las discontinuidades. En el caso de Quecedo, y teniendo en consideración que los sedimentos por encima de la dolomita son continentales, cabe deducir la existencia de un episodio marino que no ha quedado

preservado en el registro, con lo cual los conglomerados de Villalaín marcarían una ruptura de gran relevancia que posiblemente englobaría a las SB13 y SB14 de Floquet (1992).

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado a través del Proyecto de Investigación UPV 130.310-EB059/93. Nuestro agradecimiento al Dr. Pueyo y la Dra. Taberner por los análisis isotópicos llevados a cabo en Barcelona y a los Dres. Ugidos y Recio por los realizados en Salamanca. Igualmente, nuestro reconocimiento a la Dra. M^a Luisa de No por sus orientaciones en el manejo del S.E.M.

Referencias

Allan, J.R. y Matthews, R.K. (1982). *Sedimentology*, 29, 797-817.
 Erkiaga, M.; García-Garmilla, F.; Aramburu, A. y Elorza, J. (1995a). *Geogaceta*, 19.
 Erkiaga, M.; García-Garmilla, F.; Aramburu, A. y Elorza, J. (1995b). *Geogaceta*, 19.
 Floquet, M. (1991). *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 14, 925 p.
 Floquet, M. (1992). *Int. Symp. Sequen. Strat. of Meso-Cenozoic European Basins*. Fieldtrip Guidebook. 130 p.
 Floquet, M; Alonso, A. y Meléndez, A. (1982). *In El Cretácico de España*. Madrid. Univ Complutense, 387-453.
 García Garmilla, F. (1979). *Tesis de Licenciatura*. Univ. País Vasco. 73 p.
 García Garmilla, F. y Elorza, J. (1996). *Geol. Magazine*, 133 (in press).
 Gregg, J.M. y Sibley, D.F. (1984). *Jour. Sedim. Petrol.*, 54, 908-931.
 Holail, H; Lohmann, K.C. y Sanderson, I. (1988) *In Sedimentology and Geochemistry of Dolostones*, SEPM, Spec. Publ. 43, 191-207.
 Luo, P. y Machel, H.G. (1995). *AAPG Bull.*, 79, 1698-1720.
 Matthews, R.K. (1974). *In Reefs in Time and Space*, SEPM Spec. Publ. 18, 234-256.
 McCrea, J.M. (1950). *Jour. Chem. Phys.*, 18, 849-857.
 Ramírez del Pozo, J. (1971). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid. 3 vols.
 Rioja, M.A.; García Garmilla, F. y Elorza, J. (1996). *Geogaceta (este volumen)*
 Saller, A.H. (1984). *Geology*, 12, 217-220.
 Ward, W.C. y Halley, R.B. (1985). *Jour. Sedim. Petrol.*, 55, 407-420.