

Evolución diagenética de la plataforma carbonatada Aptiense superior del sector Benicàssim-Orpesa. Cuenca del Maestrat. Cadena Ibérica.

Diagenetic evolution of the Upper Aptian carbonate platform of Benicàssim-Orpesa area. Maestrat Basin. Iberian Chain.

S. Tomás ⁽¹⁾, D. Parcerisa ⁽²⁾ y A. Travé ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. 08028 Barcelona. stomas@ub.edu, atrave@ub.edu.

⁽²⁾ Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. 08193 Bellaterra. david.parcerisa@uab.cat

ABSTRACT

The upper Aptian carbonate platform of Benicàssim-Orpesa area contains reefal facies that are affected by a complex diagenetic evolution including: (1) Calcite 1, (2) Calcite 2, (3) Calcite 3, (4) Silica and dolomite, and (5) Dedolomite and Calcite 4.

Cc1 with low Fe content indicates an early marine environment in which the replacement of the coral walls occurred together with precipitation of this cement in the primary porosity.

Cc2 with high Fe content and cross-cutting mosaic geometries are interpreted as indicative of a sea level drop resulting in the alteration of the corals in a meteoric-phreatic environment and the formation of dissolution cavities.

Cc3 with low Fe and high Sr content indicates a new episode of marine influence probably related with a sea level rise and resulting in the precipitation of this cement in the secondary porosity.

Silica precipitated contemporaneously to dolomite rhombohedra crystals.

The later Cc4, with high Fe and low Sr content, also precipitated in a meteoric-phreatic environment, probably coetaneous to dedolomitization.

Finally, saddle dolomite occurs with no observed relation with the other diagenetic products, and probably precipitated in a late and deep event.

Key words: carbonates, silicification, diagenesis, Aptian, Iberian Chain.

Geogaceta, 41 (2007), 239-242

ISSN: 0213683X

Introducción

La recristalización y la silicificación son procesos diagenéticos muy comunes en las rocas carbonáticas y, particularmente, en facies coralinas (Maliva y Siever, 1988a, b, Boulvain, 2001, Reuter et al., 2005). En la Península Ibérica, estudios de la secuencia diagenética afectando a calizas mesozoicas y que incluyen formas botroidales de sílice junto a dolomitas y dedolomitas han sido realizados en la comunidad Valenciana (Bustillo y La Iglesia, 1978) y en la Cordillera Ibérica (Bustillo y Ruiz-Ortiz, 1987).

El presente trabajo se ha llevado a cabo en la plataforma carbonatada Aptiense superior del sector Benicàssim-Orpesa, de la cuenca del Maestrat en la Cadena Ibérica, y pretende mostrar la evolución diagenética de esta plataforma.

Marco Geológico y Estratigráfico

La zona de estudio se localiza en el área del Desert de les Palmes, cerca de las

localidades de Benicàssim y Orpesa, en el margen suroriental de la cuenca del Maestrat. La cuenca del Maestrat es una de las subcuencas extensivas mesozoicas que constituyen la Cadena Ibérica (Fig. 1), desarrolladas durante la etapa de rift jurásica superior-cretácica inferior (Salas et al. 2001), y afectadas por la inversión durante la etapa contractiva paleógena (Salas y Casas, 1993; Salas et al., 2001). Durante el Aptiense Superior, el abanico de capas en los materiales calcáreos de la secuencia de depósito K.1.9 indica que durante su deposición la falla de Benicàssim era activa (Salas y Martín-Closas, 1991).

Durante el Aptiense predominaron condiciones marinas y se desarrollaron plataformas carbonatadas someras de más de 1000 m de espesor. La secuencia de depósito Aptiense superior (K.1.9, Formación Benassal) (Fig.2) se inicia con margas glauconíticas de plataforma que pasan lateral y verticalmente a *wackestones* de orbitolinas,

calcarenitas ricas en corales, costras estromatolíticas y *floatstones* de rudistas.

Las facies arrecifales han sido estudiadas en la sección de La Venta, 2 km al noroeste de Benicàssim, donde presentan excelentes afloramientos.

Petrología y geoquímica de los minerales diagenéticos

Las facies arrecifales estudiadas en la sección de La Venta consisten en calcarenitas nodulosas con estratificación decimétrica a métrica. Texturalmente son *wackestones-packstones* de grano medio-fino con abundante fango micrítico. Estas facies contienen asociaciones de corales y algas, orbitolinas, abundantes espículas y fragmentos de esponja, pectínidos y calciesferas. Las transformaciones diagenéticas observadas en estas rocas comportan la formación de calcita, dolomita y sílice principalmente en el interior de los corales.

	Tipo	Na (ppm)	Mg (ppm)	Ca (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Sr (ppm)	Total (%w.)	Si (ppm)
Media (15)	Cc 1	192.87	5336.87	390292.73	260.93	389.20	807.07	99.64	
Desv. Estándar		146.52	1298.23	4335.51	110.53	240.57	196.89	0.96	
Media (10)	Cc 2	126.20	4765.30	391464.90	286.70	1608.60	1268.10	100.05	
Desv. Estándar		130.51	1048.49	2494.38	51.89	927.58	1348.23	0.61	
Media (8)	Cc 3	206.88	4608.50	394710.13	<l.d.	<l.d.	1353.63	100.59	
Desv. Estándar		246.17	1195.44	4789.64	--	--	420.13	0.88	
Media (38)	Cc 4	<l.d.	4523.26	386864.21	133.26	2296.21	834.55	98.94	
Desv. Estándar		--	896.53	3062.35	156.09	590.93	287.86	0.77	
Media (52)	Dedol.	<l.d.	4821.17	382944.27	151.54	5147.21	694.12	99.79	5298.74
Desv. Estándar		--	4118.03	14415.87	131.91	14047.94	199.90	1.57	4713.78
Media (48)	Dol.	400.96	76431.98	290679.65	188.65	1074.13	725.40	99.58	
Desv. Estándar		1006.45	56505.98	78954.02	71.81	1188.42	255.00	1.25	

Tabla I.- Composición química de los distintos carbonatos diagenéticos.

Table I.- Chemical composition of the diagenetic carbonates.

Calcita 1 (Cc1)

Presenta cristales bien desarrollados y euhédricos que aparecen zonados al microscopio de catodoluminiscencia. La secuencia de zonas consiste en un núcleo no luminiscente seguido de una fina banda de luminiscencia naranja brillante en el exterior del cristal. Ocasionalmente las secuencias contienen más de una banda luminiscente. Ambas bandas crecen en continuidad óptica y es muy común la repetición de varias secuencias de zonación. Este tipo de calcita ocurre como calcita neomórfica en los esqueletos de los corales y en poros primarios (porosidad intraesqueletal); raramente aparece rellenando porosidad secundaria de disolución o fractura.

El tamaño de los cristales es variable y depende del espacio disponible; cuando esta calcita reemplaza los esqueletos de los corales (neomórfica) los cristales son muy pequeños (aprox. 150 µm) mientras que cuando precipita en poros y fracturas presenta tamaños mayores.

Los elementos traza (Fe, Mn, Sr y Na) en esta calcita tienen valores muy bajos excepto en el caso del Sr (807.1±197.0; Tabla 1).

Calcita 2 (Cc2)

Sus cristales son de subhédricos a anhédricos con luminiscencia *dull*. Algunas veces los cristales presentan inclusiones con luminiscencia naranja brillante. Es frecuente la presencia de cristales maclados. Este tipo de calcita ocurre exclusivamente como cemento, en el centro de poros tanto primarios como secundarios de disolución y fractura. Esta calcita aparece posteriormente a Cc1 y en discontinuidad óptica con ella, aunque también puede aparecer sola. En los casos en los que la estructura del esqueleto del coral está bien preservada el tamaño de los cristales de este tipo de calcita es muy variable; los que ocupan porosidad primaria en los septos o tábulas son pequeños (aprox. 200 µm), sin embargo aquellos que rellenan los espacios intersepto o intertábula y porosidad de disolución o fractura son más grandes. Cuando el esqueleto

del coral no está bien preservado, generalmente es difícil reconocer la porosidad primaria, los cristales son más pequeños y más homogéneos en tamaño.

En Cc2 se observa un fuerte aumento del contenido en Fe (1608.60±927.56; Tabla 1) y un moderado incremento en el contenido en Sr (1268.10±1348.23; Tabla 1) respecto a Cc1.

Calcita 3 (Cc3)

Este tipo de calcita es poco frecuente. Los cristales son grandes (hasta 200 µm) con morfologías de subhédricas a anhédricas. Cc3 tiene características muy similares a Cc2, cristales maclados y con abundantes impurezas, por lo que es bastante difícil distinguir entre estos dos tipos de calcita al microscopio óptico, sin embargo los cristales de Cc3 son no-luminiscentes. Cc3 ocurre sola o posteriormente a Cc2, pero a diferencia de ésta última, sólo se encuentra rellenando porosidad secundaria.

Cc3 presenta un contenido bajo en Na, Mn y Fe, mientras que el contenido en Sr es mayor que en los demás tipos de calcita (1353.63±420.13; Tabla 1).

Calcita 4 (Cc4)

Muestra cristales de morfología variable que van desde escalenoedros a formas más imperfectas pero todavía euhédricas y formas anhédricas de gran tamaño (0.8-1 mm). Los cristales muestran luminiscencia *dull*, aunque la abundante presencia de inclusiones hace que zonas de luminiscencia naranja brillante aparezcan repartidas por todo el cristal. En ocasiones los escalenoedros presentan un núcleo de luminiscencia brillante a

partir del cual se desarrolla la banda *dull* en continuidad óptica. Los cristales anhédricos de Cc4 postdatan a la sílice en el centro de poros secundarios o bien bordean a estos mismos poros secundarios donde reemplazan a esferulitos de calcedonia.

Cc4 es la que presenta un mayor contenido en Fe (2298.21±590.93; Tabla 1). Por otro lado, su contenido en Mn y Na es bajo e indetectable respectivamente, mientras que su contenido en Sr es similar al de Cc1 (834.55±287.86; Tabla 1).

Dedolomita

Consiste en cristales euhédricos (0.3 a 1 mm) con hábito romboédrico. Aunque la morfología de estos cristales es típica de dolomita, el análisis geoquímico confirma su composición calcítica (Tabla 1), por ello se interpretan como dedolomitas. Son cristales de color marrón oscuro debido a la presencia de inclusiones de óxidos de hierro. Bajo CL los romboedros muestran luminiscencia zonada muy brillante de color naranja. También hay cristales de luminiscencia naranja brillante no zonados. Los romboedros ocurren dispersos dentro de los nódulos de calcedonia o bien en los bordes de estos nódulos. Ocasionalmente se ha observado dedolomita reemplazando a los esferulitos de calcedonia que bordean la porosidad de disolución.

En el caso de la dedolomita lo más destacable es su alto contenido en Fe (5147.21±14047.94; Tabla 1), aunque, probablemente, este valor es tan alto debido a la presencia de abundantes inclusiones de óxidos de hierro dentro de los cristales. Por otro lado, la dedolomita tiene el contenido en Sr más bajo de todos los tipos de calcita diagenética (694.12±199.90; Tabla 1). Los análisis realizados en este tipo de calcita siempre suelen contener algo de Si debido a su estrecha relación con la sílice diagenética (calcedonia y cuarzo).

Dolomita

Son cristales centimétricos con morfologías de subhédrica a anhédrica; localmente estos cristales contienen zonados euhédricos con morfología de romboedro. Los cristales de dolomita presentan caras ligeramente curvas y extinción ondulante por lo que se interpreta como dolomía *saddle*.

	Tipo	O (%w.)	Si (%w.)	Al (%w.)	Ca (%w.)	Fe (%w.)	Na (%w.)	Mg (%w.)	K (%w.)
Media (31)	Quarcina	53.06	46.52	0.02	0.01	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Desv. Estándar		0.45	0.40	0.03	0.02	--	--	--	--
Media (21)	Calcedonita	53.02	46.51	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Desv. Estándar		0.47	0.42	--	--	--	--	--	--
Media (31)	Qtz Poró	53.10	46.60	<l.d.	0.01	<l.d.	<l.d.	<l.d.	<l.d.
Desv. Estándar		0.40	0.35	--	0.02	--	--	--	--

Tabla II.- Composición química de la sílice diagenética.

Table II.- Chemical composition of the diagenetic silica.

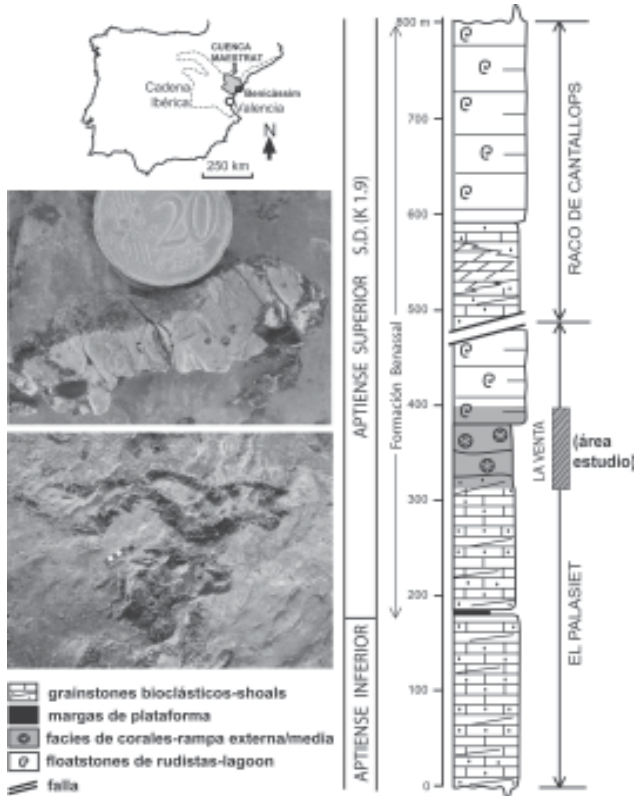


Fig. 1.- Localización, columna estratigráfica regional y fotografías de campo de las silicificaciones en las facies arrecifales.

Fig. 1.- Location, regional stratigraphic column and field photographs of the silicified reefal facies.

Los cristales son de color marrón y presentan un aspecto sucio debido a la presencia de pequeñas inclusiones de carbonatos. Dentro de los cristales de dolomita pueden aparecer parches de calcita. Bajo CL la dolomita *saddle* presenta una luminiscencia *dull* rosa-anaranjada e inhomogénea. Las zonas romboédricas tienen luminiscencia naranja brillante lo cual contrasta con la luminiscencia *dull* del resto del cristal. La dolomita reemplaza total o parcialmente a los bioclastos.

La dolomita tipo *saddle* presenta altos contenidos en Na, Fe y Sr, mientras que el contenido en Mn es bajo (Tabla 1).

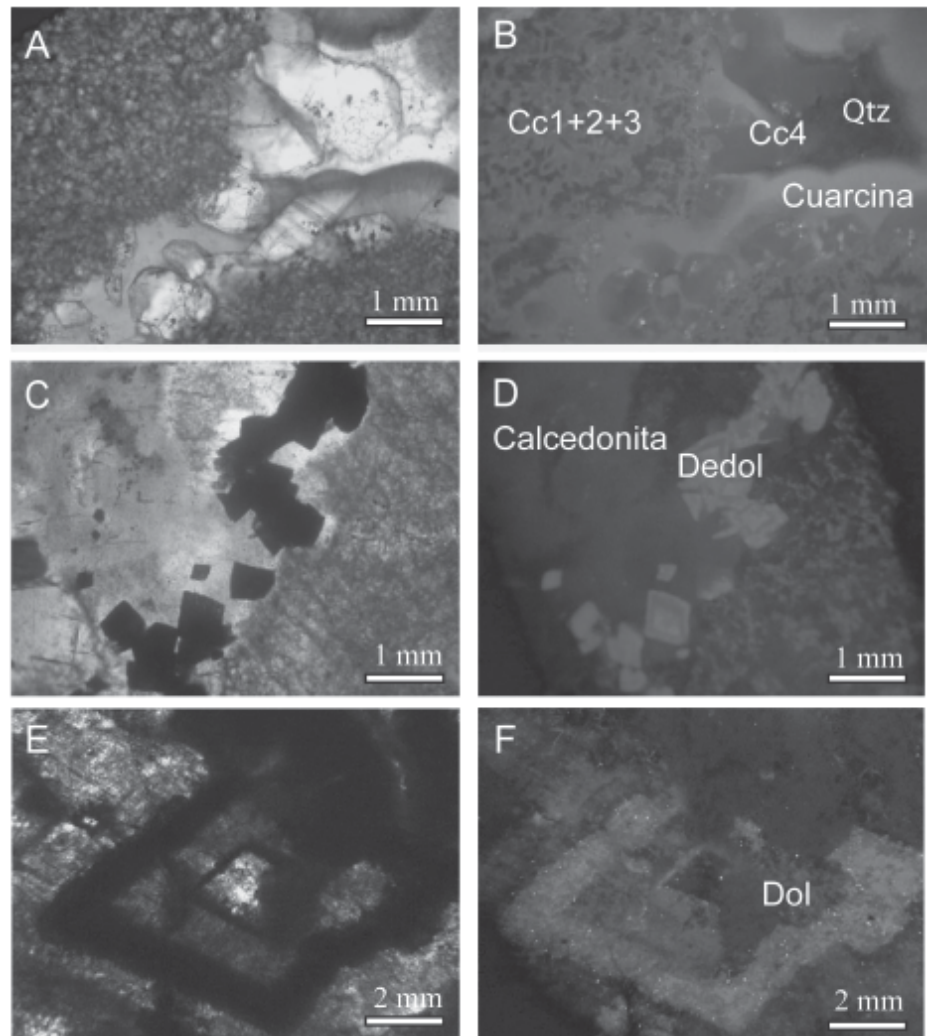
Sílice

Consiste en nódulos esféricos, subsféricos o alargados de milimétricos a centimétricos que normalmente aparecen fracturados. Los nódulos están formados por cristales fibrosos de calcedonia de signo largo-lento (calcedonita) que se disponen en formas esferulíticas y pseudoesferulíticas. Bajo CL los nódulos son de luminiscencia color marrón *dull* a no luminiscentes.

Los nódulos de chert están dispersos en los esqueletos de los corales, reemplazando al carbonato encajante con el que muestran

Fig. 2.- (A y B) Imagen de luz transmitida (A) y de catodoluminiscencia (B) de un coral reemplazado por Cc1, Cc2 y Cc3 y porosidad secundaria rellena de cuarzina, cuarzo y Cc4. Muestra LV-59-2. (C y D) Imagen de luz transmitida (C) y de catodoluminiscencia (D) de un nódulo de calcedonita con romboedros de dedolomita zonados en su interior. Muestra LV-A. (E y F) Imagen de luz transmitida (E) y de catodoluminiscencia (F) de un cristal zonado de dolomita tipo *saddle* ocupando porosidad de disolución. Muestra LV-293-2.

Fig. 2.- (A and B) Plane polarized light (A) and cathodoluminescence (B) microphotographies of a coral replaced by Cc1, Cc2 and Cc3 and secondary porosity filled with quartzine, quartz and Cc4. Sample LV-59-2. (C and D) Plane polarized light (C) and cathodoluminescence (D) microphotographies of a calcedonite nodule with zoned rhombohedra of dedolomite. Sample LV-A. (E and F) Plane polarized light (E) and cathodoluminescence (F) microphotographies of a zoned crystal of saddle dolomite within a dissolution porosity. Sample LV-293-2.



un contacto neto. Generalmente cortan la estructura del esqueleto de los corales aunque en algunas excepciones la sílice reemplaza de manera selectiva los septos de los corales. Los nódulos normalmente contienen rombos de dedolomita.

Esta calcedonia de reemplazamiento puede coexistir también con otras formas de sílice: calcedonia de signo largo-rápido (cuarzina) y cuarzo. La cuarzina forma esferulitos y pseudoesferulitos de aprox. 1 mm de espesor que bordean poros secundarios en el esqueleto de los corales. Es de color marrón-anaranjado bajo luz transmitida y en CL muestra luminiscencia marrón *dull*. Estos esferulitos pueden ser reemplazados por los escalenoedros de Cc 4. El centro de los poros secundarios está relleno de cristales de cuarzo no luminiscente en mosaico drúsico.

Químicamente, los distintos tipos de sílice observados (cuarzina, calcedonita y cuarzo) son puros. La calcedonia de reemplazamiento contiene pequeñas cantidades de Al (Tabla 2).

Discusión

La secuencia diagenética, ordenada cronológicamente, que se ha observado a partir de los análisis petrográficos y de catodoluminiscencia es la siguiente: (1) Cc1, (2) Cc2, (3) Cc3, (4) Sílice y dolomita, y (5) Dedolomita y Cc4.

La Cc1 puede ser tanto neomórfica como cemento en porosidad primaria. La Cc2 se encuentra como cemento en porosidad primaria y secundaria. La Cc3 y la Cc4 ocurren únicamente como cemento en porosidad secundaria. Cc1, Cc2 y Cc3 suelen coexistir pudiéndose observar las relaciones entre ellas; sin embargo la Cc4 no suele estar en relación con las demás calcitas pero se ha podido deducir su precipitación tardía a partir de las interrelaciones observadas con la sílice. Los fluidos que precipitaron esta secuencia de calcitas muestran una alternancia de momentos con menor contenido en Fe (Cc1 y Cc3) y episodios de mayor contenido en Fe (Cc2 y Cc4). Por otro lado el Sr presenta valores en general altos aunque bastante variables. La secuencia implica un incremento en Fe (paso de Cc1 a Cc2), para disminuir de nuevo en Fe (Cc3) y, finalmente incrementar en Fe (Cc4). Una posible explicación de estas variaciones sería su relación con subidas y bajadas del nivel del mar. Inicialmente, con influencia marina «deposicional», tendría lugar el reemplazamiento de los corales y la precipitación del cemento Cc1 en la porosidad primaria. Posteriormente el relleno final de la

porosidad primaria con la Cc2 indica que el fluido precipitante tiene una mayor influencia de aguas meteóricas (incremento en Fe), posiblemente relacionada con una bajada del nivel del mar y con la subsiguiente formación de las primeras porosidades de disolución. A continuación un nuevo cambio hacia composiciones del fluido más marinas nos indicaría una subida del nivel del mar con precipitación del cemento Cc3 (incrementa Sr, y disminuye Fe) en las porosidades secundarias.

Posteriormente, en el interior de los corales se forman nódulos de sílice acompañados de la precipitación de romboedros de dolomita. Las relaciones petrográficas observadas entre los romboedros de dolomita y la sílice son ambiguas, en ocasiones la dolomita reemplaza claramente a la calcedonia, mientras que en otras la dolomita aparece delante del frente de silicificación como una fase previa a la sílice. Esto nos lleva a la conclusión de que la sílice y los romboedros de dolomita se forman al mismo tiempo como ha sido ya descrito por otros autores (Jacka, 1974). La fuente de la sílice es la disolución de las numerosas espículas de esponja presentes en la roca, por otro lado, el Mg necesario para formar la dolomita podría liberarse debido a la disolución de Cc1, Cc2 y Cc3 durante la silicificación, puesto que los tres tipos de calcita tienen un contenido relativamente elevado de Mg (Tabla 1). La precipitación de los nódulos de sílice podría indicar el enterramiento de la serie sedimentaria aptiense, puesto que a mayor temperatura la solubilidad de la sílice aumenta y las espículas de esponja se disuelven.

La precipitación del cemento más tardío Cc4 con un notable incremento en Fe y un ligero descenso en Sr indicaría una mayor influencia meteórica en el fluido. Petrologicamente, los cementos Cc2 y Cc4 se caracterizan por ser mosaicos *cross-cutting*, es decir, que los cristales individuales de calcita se extienden más allá del esqueleto original del coral hacia el interior de los poros, característica típica de los corales alterados en el medio freático (Pingitore, 1976). Los valores de Sr y Mg de los cementos Cc2 y Cc4 concuerdan bien con cementos precipitados en la zona meteorico-freática (Pingitore, 1976). Posiblemente, la formación de Cc4 es coetánea con la dedolomitización de los romboedros de dolomita.

Por último, no se han observado relaciones petrográficas entre la dolomita de tipo *saddle* y los demás minerales diagenéticos, aunque este tipo de dolomita se suele interpretar como un fenómeno de diagénesis tardía en profundidad.

Conclusiones

La evolución diagenética de las facies arrecifales de la plataforma carbonatada Aptiense superior del sector de Benicàssim-Orpesa, es: (1) Cc1, (2) Cc2, (3) Cc3, (4) Sílice y dolomita, y (5) Dedolomita y Cc4. Esta secuencia diagenética se ha interpretado como relacionada con subidas y bajadas del nivel del mar.

Los nódulos de sílice están asociados a romboedros de dolomita, posiblemente formados al mismo tiempo. La disolución de espículas de esponja y la disolución de Cc1, Cc2 y Cc3 fueron las respectivas fuentes de sílice y magnesio durante la silicificación.

La dolomita de tipo *saddle* precipitó durante la diagénesis tardía, en profundidad.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos CGL2005-07445-C03-01/BTE y CGL2006-04860 en el marco del «Grup Consolidat de Recerca Geologia Sedimentària 2005SGR-00890».

Referencias

- Boulvain, F. (2001). *Sedimentary Geology*, 145, 269-294.
- Bustillo, A.M. y La Iglesia, A. (1978). *Estudios Geológicos* 34, 167-174.
- Bustillo, A.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1987). *Sedimentology* 34, 611-621.
- Jacka, A.D. (1974). *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 421-427.
- Maliva, R.G. y Siever, R. (1988a). *Geology*, 16, 688-691.
- Maliva, R.G. y Siever, R. (1988b). *Journal of Geology*, 96, 387-398.
- Pingitore, N.E. (1976). *Journal of Sedimentary Petrology* 46, 985-1006.
- Reuter, M., Brachert, T.C., y Kroeger, K.F. (2005). *Facies*, 51, 146-159.
- Salas, R., y Martín-Closas, C. (1991). *El Cretácico Inferior del Nordeste de Iberia, Morella*, Universitat de Barcelona, p. 1-153.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). *Tectonophysics*, 228, 33-55.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A. y Alonso, A. (2001). En: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.F.H. Robertson y S. Crasquin-Soleau (eds), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, 186, 145-185.