

Modificaciones diagenéticas en la microestructura de los inocerámidos (Bivalvia) de la Formación de Plentzia (Santonense, Arco Vasco)

Diagenetic modifications from microstructure of inoceramid shells (Bivalvia) of the Plentzia Formation (Santonian, Basque Arc)

A. Jiménez Berrocoso y J. Elorza

Depto. Mineralogía y Petrología, Universidad del País Vasco, Apdo. 644; 48080 Bilbao

ABSTRACT

Inoceramid shells, from the Santonian of the Basque Arc, have been tested to determine the preservation of their original prismatic microstructure formed by low magnesium calcite (LMC). Petrography and cathodoluminescence (CL) show, although they have good aspect, shells underwent a clear burial diagenesis. They suffered replacement by fibrous silica; strong compaction with pressure solution; and a final stage of cementation. Under CL the prisms show yellow to red luminescence with an evident cationic modification, and in addition, it allows to see the advance of the diagenetic fluids through prismatic boundaries, and to establish the chronology of the diagenetic processes, which altered selectively their original microstructure and composition.

Key words: *inoceramids, silicification, compaction, cementation, cathodoluminescence, Santonian.*

Geogaceta, 30 (2001), 159-162
ISSN:0213683X

Introducción

Los inocerámidos constituyen un grupo de bivalvos fósiles que tuvieron un gran desarrollo durante el Mesozoico. Se inician como familia Inoceramidae en el Pérmico inferior, alcanzan su máxima diversificación en el Cretácico, y tienen, al menos en la Cuenca Vasco-Cantábrica, su mayor pulso de extinción en la base de la biozona *Abathomphalus mayaroensis*, unos 2.6 ma antes del límite Cretácico/Terciario. Bajo el punto de vista bioestratigráfico su estudio resulta de gran interés, debido a la alta tasa de evolución registrada durante el Cretácico, la continua presencia en diferentes tipos de facies, y su amplia y rápida repartición geográfica.

En la Cuenca Vasco-Cantábrica, López (1992) estudió su bioestratigrafía en materiales del Surco Navarro-Cántabro y la Plataforma Norcastellana para el intervalo Turoniense inferior-Santonense superior. MacLeod y Hoppe (1992) y MacLeod (1994) justificaron su extinción, en el ambiente marino profundo del Arco Vasco, como manifestación local de un evento oceánico global en el Maastrichtense medio, donde el influjo de aguas profundas antárticas forzaron una renovación en las zonas profundas con enfriamiento y mayor grado de oxigenación. Elorza y García-Garmilla (1996) presentaron los primeros estudios diagenéticos efectuados en inocerámidos de ambientes marinos profundos de la Formación de Plentzia (Cenomaniense medio-Santonense superior). Describieron aspectos significativos como pauta y tipo de avance diagenético a través de la microestructura prismática con modificación geoquímica e isotópica, pero sin cambios texturales relevantes. Posteriormente y en la misma línea, se produjeron nuevas aportaciones sobre la alteración diagenética que afectó a los inocerámidos del Maastrichtense inferior-medio, en diferentes secciones del Arco Vasco (Elorza y García-Garmilla, 1998; Gómez-Alday y Elorza, 1998). En el presente estudio ha sido retomada la Formación de Plentzia, donde se ha efectuado un intenso muestreo de inocerámidos y roca encajante, con el objetivo de precisar los procesos diagenéticos sufridos en su unidad superior. Este trabajo se enmarca dentro de una investigación más amplia referente a diagénesis en conchas de inocerámidos (CI) y roca encajante de edad Santonense, tanto en ambientes marinos profundos (Formación de Plentzia, Arco Vasco) como en los de plataforma (Isla de Castro-Lienres, Cantabria) ambos pertenecientes a la Cuenca Vasco-Cantábrica.

una investigación más amplia referente a diagénesis en conchas de inocerámidos (CI) y roca encajante de edad Santonense, tanto en ambientes marinos profundos (Formación de Plentzia, Arco Vasco) como en los de plataforma (Isla de Castro-Lienres, Cantabria) ambos pertenecientes a la Cuenca Vasco-Cantábrica.

Marco geológico

La unidad superior de la Formación de Plentzia (Mathey, 1982; Elorza y García-Garmilla, 1996) se sitúa en los acantilados de Barrika (20 km al noreste de Bilbao). Está formada por una alternancia de margas y margocalizas, y eventualmente delgados niveles turbidíticos carbonatados, depositados en un ambiente marino de fondo de cuenca durante el intervalo Santonense inferior-Santonense superior (Jiménez Berrocoso *et al.*, este volumen). Las rocas contienen numerosos restos de organismos planctónicos (foraminíferos, radiolarios), además de foraminíferos bentónicos y espículas de esponjas silíceas. La macrofauna está representada por abundantes CI, fragmentadas

e incompletas, algunas de las cuales contienen ostreidos *Pycnodonte* adheridos a la superficie externa de la concha. Sólo ha sido posible identificar la especie de inocerámido *Platyceramus rhomboides rhomboides* (SEITZ), (G. López, com. pers.) muy habitual en el Santoniense inferior.

Petrografía de los inocerámidos

Las CI analizadas conservan la capa prismática de calcita baja en magnesio (LMC; 0-5% moles de $MgCO_3$) con una estructura en panal de abeja (Fig. 1A, B), con prismas dispuestos perpendicularmente a las superficies dorsal y ventral de la concha. El máximo grosor de valva registrado es 6.5 mm y el mínimo 0.5 mm. Las líneas de crecimiento alternantes claras y oscuras se observan a simple vista en su parte dorsal y en sección, mientras que, las más finas sólo se aprecian al microscopio. Son numerosas las conchas tapizadas por borings tipo *Rogerella* (Fig. 1C), que en ocasiones, se sitúan orientados a lo largo de las líneas de crecimiento. Los prismas de calcita aumentan su grosor y superficie hacia la zona interna (ISL). Las rocas carbonatadas que encierran a los inocerámidos corresponden a mudstone-wackestones, ocasionalmente recrystalizadas a microesparita, con abundantes restos bioclásticos. Los ostreidos pueden aparecer adheridos a la parte externa de las CI y su microestructura se compone de bandas foliadas y vesiculares alternantes.

A pesar de su aparente buena conservación, las CI evidencian alteración diagenética. Los rasgos más destacables son: a) Bandas de rosetas formadas por cuarzo-lutecita, como variedad fibrosa de sílice, que reemplazan la fábrica prismática original. Aparecen de dos modos: (i) a lo largo de las zonas marginales (OSL-ISL) en bandas alargadas de 0.4 mm de anchura media que cortan los prismas formando estructuras de tipo beekite-rings; (ii) reemplazando parcial o totalmente el ancho de las conchas (Fig. 1E, F), de manera que, a veces, quedan partes del inocerámido aisladas sin reemplazar (islas), rodeadas por el resto de la concha silicificada. Cualquiera que sea el caso, siempre existe una zona de ~80 µm inalterada (sin cambio mineralógico) entre la sílice y el límite concha-roca (Fig. 1E, F). El contacto entre la sílice y la concha está separado por una banda de carbonato recrystalizado (CR), cuya anchura es de ~50 µm. Esta banda se distingue de la calcita LMC por tener un límite muy marcado con ella, no responde a la tinción con alizarina roja

S, y además ambas presentan distinta luminiscencia (Fig. 1F). (b) Fuerte compactación y fracturación (Fig. 1D) con notables superficies de disolución por presión (Fig. 1G) que pueden afectar también a los ostreidos. (c) Cementación carbonatada tardía como: i) calcita blocky de hasta 0.5 mm, rellenando pequeños huecos entre valvas de inocerámidos; ii) cementos sintaxiales, rodeando a prismas sueltos y también a otros bioclastos; iii) cementos de tamaño inferior a 80 µm, atestando el interior de las cámaras de foraminíferos. La microestructura prismática está cementada por calcita sintaxial que precipita entre los bordes de unión de los prismas (Fig. 1A, B).

La CL muestra los diferentes componentes de la roca con distinta luminiscencia. Así, la matriz microcristalina aparece no luminiscente o débilmente rojiza. Tampoco la sílice diagenética (Fig. 1F), ni las secciones de foraminíferos presentan luminiscencia, mientras que los cementos carbonatados manifiestan luminiscencia rojiza (Fig. 1B). Las zonas de carbonato recrystalizado (CR) que limitan los contactos sílice-concha también tienen luminiscencia rojiza (Fig. 1F). La mayoría de los inocerámidos exhiben una luminiscencia generalizada en toda su concha, con tonos desde rojizos hasta amarillos muy brillantes. En condiciones de mejor preservación solamente los márgenes son luminiscentes, mientras que, las zonas centrales quedan sin luminiscencia, si bien los límites de prismas son remarcados por tonos amarillentos (Fig. 1C).

Discusión

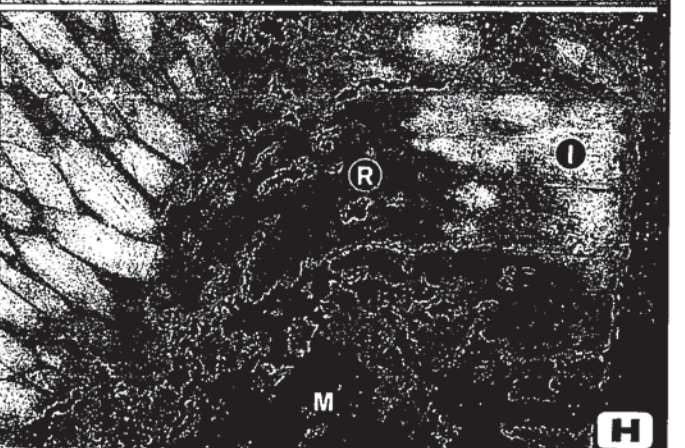
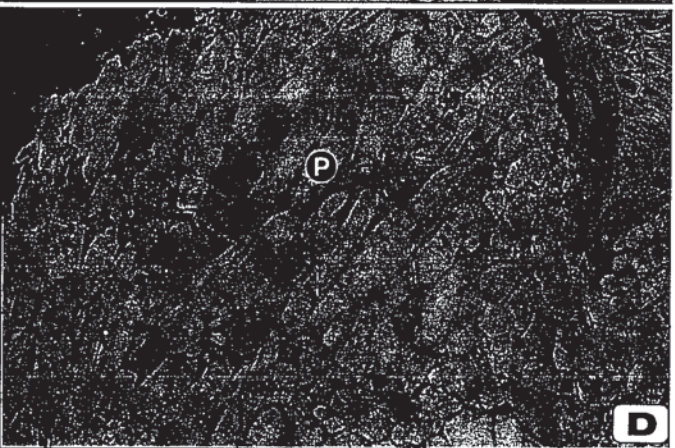
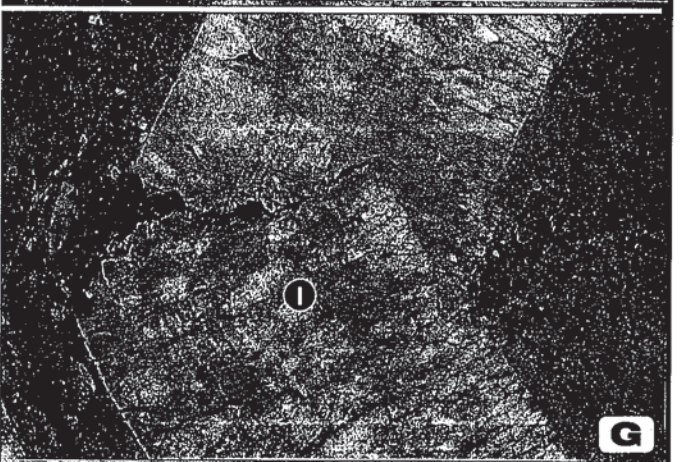
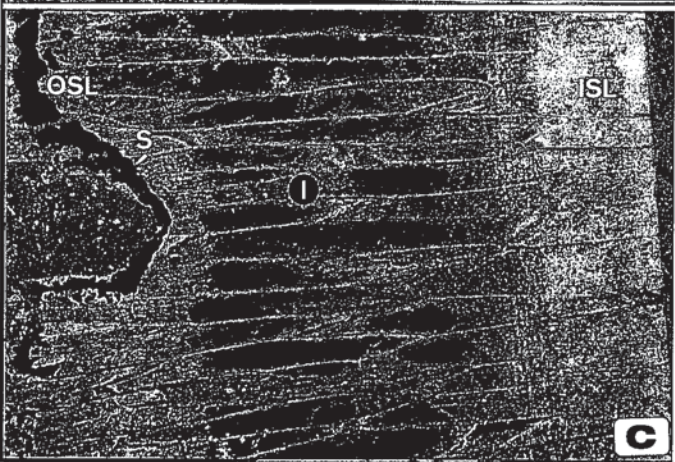
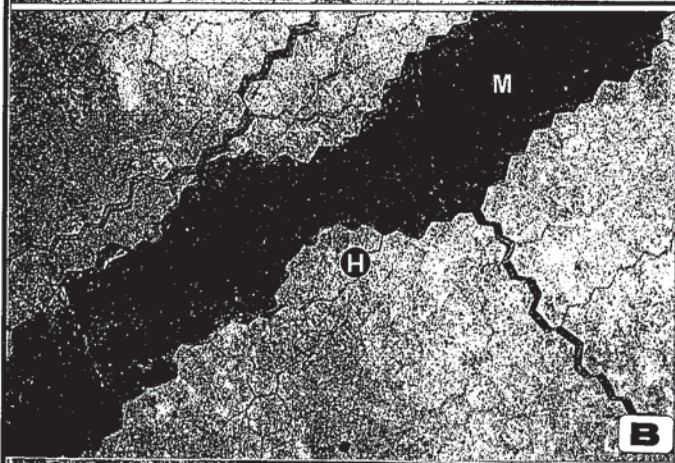
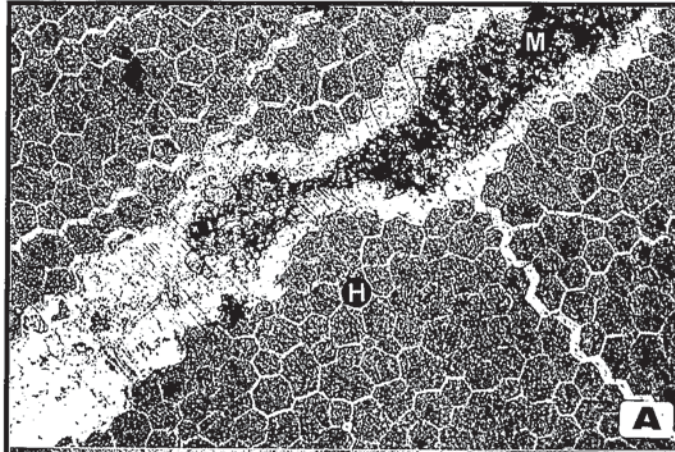
Las CI recogidas en los acantilados de Barrika presentan una microestructura original formada por prismas de calcita LMC, sin aparente modificación. En general no muestran síntomas de recrystalización, salvo algunos prismas individualizados y englobados en la matriz microcristalina que están parcialmente neomorfizados a una calcita estable bajo las condiciones de enterramiento (Fig. 1H). No se han detectado signos de la existencia original o recrystalizada de la capa aragonítica, habitualmente dispuesta en la ISL, tal como ha sido descrita en otros inocerámidos del Cretácico superior de la Antártida diagenéticamente menos alterados (Pirrie y Marshall, 1990).

La silicificación parcial encontrada en las CI de la sección de Barrika es el reemplazamiento más evidente. La sílice procede de radiolarios y restos de espículas de esponjas opalinas, ahora parcial o completamente calcitizadas, que se en-

cuentran en la roca encajante, mayoritariamente preservadas en los niveles turbidíticos (Elorza y Bustillo, 1989). El ópalo biogénico puede disolverse rápidamente durante etapas diagenéticas muy tempranas produciendo niveles altos de supersaturación en sílice. En esta situación, la calcita LMC de las CI se disuelve lentamente y la sílice precipita mediante un proceso de reemplazamiento fino en bandas de cuarzo-lutecita. La distribución de la sílice no está regida por la disposi-

Fig. 1.- A) Estructura en panal de abeja (H) de una CI, con cementos sintaxiales y matriz microesparítica (M) rellenando una fractura. Nícoles paralelos; B) Imagen anterior bajo CL, los prismas presentan distinta luminiscencia frente al resto de cementos y matriz; C) Sección de inocerámido (I) bajo CL, con boring en la superficie externa (OSL) parcialmente silicificada (S). Márgenes de concha (OSL-ISL) muy luminiscentes, mientras que, en la zona interior, sólo los límites de prismas tienen luminiscencia; D) Desmembramiento de la microestructura prismática (P) tras la fuerte compactación. Imagen bajo CL; E) Sección de inocerámido completamente silicificada (S), salvo el límite concha-roca (LCR). Las fibras síliceas crecen según la orientación de la microestructura prismática. Nícoles cruzados; F) Imagen anterior bajo CL, en el contacto sílice-concha, la zona de carbonato recrystalizado (CR) muestra luminiscencia más roja que la concha (I). Ambas están separadas por un contacto neto; G) Superficie de disolución por presión en sección de inocerámido (I). Imagen bajo CL; H) Recrystalización parcial (R), de un fragmento de inocerámido (I), englobado en la matriz (M). Imagen bajo CL. Anchura de las fotos = 2.6 mm

Fig. 1.- A) Honeycomb structure (H) from an CI, with sintaxial cements and microsparite matrix filling a fracture. Plane polars; B) Same image under CL, prisms show different luminescence against cements and matrix; C) Inoceramid section (I) under CL, with boring at OSL and silicified partially. Shell margins (OSL-ISL) are very luminescent, however, at the interior, only prism boundaries are luminescent; D) Prismatic microstructure break up (P) after strong compaction. Image under CL; E) Inoceramid section (I) completely silica replaced (S), excepted the shell-rock boundary (LCR). Silica fibres grow according with the prismatic microstructure. Crossed polars; F) Same image under CL, at the silica-shell boundary, the recrystalized carbonate (CR) shows redder luminescence than the shell. Both are separated by a clear contact; G) Pressure solution surface at inoceramid section (I). Image under CL; H) Inoceramid fragment (I) partially recrystalized (R), inside the matrix (M). Image under CL. Photo width = 2.6 mm



ción de la materia orgánica según las bandas de crecimiento de las conchas (Holdaway y Clayton, 1982). La silicificación parcial, más bien, parece controlada por la llamada "fuerza de cristalización" de la propia sílice, que ejerció presión en el contacto sílice-concha incrementando así, la solubilidad de la calcita LMC (Maliva y Siever, 1988; Mínguez y Elorza, 1994). La fuerza de cristalización es definida como la presión ejercida por un cristal, que crece en una disolución saturada, sobre las fases que le rodean. De esta manera, el reemplazamiento pudo llevarse a cabo a través de una delgada lámina de disolución saturada en sílice e insaturada en calcita, a partir de la cual las fibras crecían promoviendo la disolución de la calcita LMC. Las fibras cuarcina-lutecita conservan la orientación de la microestructura prismática (Fig. 1E), lo que sugiere un crecimiento lento, inmediatamente posterior a la disolución de la calcita LMC, y controlado por la orientación de los prismas. Una parte de los iones mayoritarios calcio, magnesio y carbonato liberados pudieron precipitar justo en el frente de silicificación y de esta manera se justifican las zonas de carbonato recristalizado (CR) encontradas en los contactos sílice-concha, no afectadas por la tinción con alizarina roja S y con luminiscencia rojiza (Fig. 1F).

Las CI muestran un comportamiento frágil frente a la compactación por soterramiento. En general, exhiben fracturas con desplazamiento perpendicular a la superficie de la valva, y prismas fuertemente rotados respecto a su posición original; también se puede apreciar en una misma concha una fracturación múltiple a favor de marcadas superficies de discontinuidad originales. Además, las superficies estilolíticas de disolución por presión están presentes en muchas CI estudiadas (Fig. 1G), afectando también a los ostreídos. Estos signos demuestran que junto a un comportamiento frágil también sufrieron intensa disolución.

El estudio por CL puede ser utilizado como herramienta para detectar importantes rasgos diagenéticos imperceptibles bajo el microscopio de luz transmitida. Se acepta que la luminiscencia es causada por iones activadores (Mn) en suficiente cantidad como para contrarrestar iones inhibidores (Fe). La mayoría de las secciones de inocerámidos analizadas poseen una completa luminiscencia amarillenta-rojiza. Algunas otras, pre-

sentan sólo luminiscencia en sus bordes, quedando las zonas centrales no luminiscentes o de color rojo oscuro muy débil. En estas zonas centrales, los límites de prismas están marcados por unas líneas delgadas luminiscentes de color amarillo (Fig. 1C), indicando las vías de avance de los fluidos diagenéticos. En general, la luminiscencia es más intensa donde la alteración diagenética fue mayor, por lo tanto, las zonas marginales, muy luminiscentes, marcan un mayor grado de modificación catiónica, la cual actuó en momentos muy tempranos del enterramiento cuando el ambiente comenzó a ser reductor. Los fluidos intersticiales sirvieron de medio para el intercambio de cationes entre la roca y las conchas, penetrando a través de los límites de prismas.

La CL permite diferenciar la actuación de los distintos procesos diagenéticos. En general, los fluidos tuvieron una doble acción, modificando la composición catiónica de la calcita LMC y reemplazándola por sílice al mismo tiempo. En otros casos, es perceptible como las bandas de cuarcina-lutecita actuaron de pantalla ante el avance de los fluidos diagenéticos, y por tanto, las zonas interiores quedaron protegidas. Se puede precisar que el proceso de silicificación fue muy temprano conjuntamente con la modificación catiónica del carbonato. La compactación ocurrió después de los anteriores procesos, ya que son muy abundantes las conchas cuyas superficies de fractura mayores exhiben una alta luminiscencia que disminuye hacia el interior de la concha. Como última etapa, se produjo la precipitación de los diferentes tipos de cementos carbonatados de luminiscencia rojiza.

Con los datos obtenidos, podemos considerar que las CI de la sección de Barrika son válidas para estudios microestructurales y de crecimiento orgánico. La utilización de muestra total de inocerámido para la determinación paleotermométrica de las aguas oceánicas durante el Santoniense resulta inadecuada, dada su modificación diagenética. En futuras investigaciones, las zonas libres de alteración, detectadas por CL, podrán ser analizadas utilizando la técnica "laser ablation" con el fin de obtener temperaturas más fiables del fondo oceánico.

Conclusiones

Los inocerámidos de la sección de Barrika mantienen la microestructura

prismática de calcita LMC en buen estado, prueba de ello es que las líneas de crecimiento orgánico son visibles. No presentan signos de la existencia original o recristalizada de la capa aragonítica. Son visibles los efectos diagenéticos (silicificación, modificación catiónica, compactación, cementación) que alteraron parcialmente su microestructura original y composición primaria. La CL destaca cómo los márgenes de las conchas están más alterados que sus zonas centrales, y que los límites de primas fueron utilizados como vías de avance de los fluidos diagenéticos. También permite diferenciar la actuación de los distintos procesos que han caracterizado la diagénesis: silicificación (no luminiscente), modificación catiónica (según grados de luminiscencia), compactación (con disolución por presión), y cementación tardía (luminiscencia rojiza).

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por el proyecto de investigación UPV/EHU 130.310-EB177/99.

Referencias

- Elorza, J. y Bustillo, M.A. (1989): In J.R. Hein y J. Obradovic (Eds): *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*. Springer-Verlag: 93-105.
- Elorza, J. y García-Garmilla, F. (1996): *Cretaceous Research*, 17:479-503.
- Elorza, J. y García-Garmilla, F. (1998): *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 141:303-328.
- Gómez-Alday, J.J. y Elorza, J. (1998): *Geogaceta*, 24:151-154.
- Holdaway, H.K. y Clayton, C.J. (1982): *Geol. Mag.*, 119(4): 371-372.
- Jiménez-Berrocó, A., Pascual, A. y Elorza, J. (2001): *Geogaceta*, 30:155-158.
- López, G. (1992): *Bol. Geol. Mine.*, 103(2): 210-252.
- MacLeod, K.G. (1994): *Jour. Paleontology*, 68:1048-1066.
- MacLeod, K.G. y Hoppe, K.A. (1992): *Geology*, 20: 117-120.
- Maliva, R.G. y Siever, R. (1988): *Jour. Geology*, 96(4): 387-398.
- Mathey (1982): *El Cretácico de España*. Univ. Compl. Madrid, 111-136.
- Mínguez, J.M. y Elorza, J. (1994): *Mineral. Mag.*, 58: 135-142.
- Pirrie, D. y Marshall, J.D. (1990): *Palaio*, 5:336-345.