



INGEMISA

INVESTIGACIONES GEOLOGICAS Y MINERAS, S. A. El Nogal, 23 - Teléfono 27 46 54 - CORDOBA

INFORME MONOGRAFICO DEL LIAS INFERIOR-MEDIO EN EL SUBBETICO MEDIO Y
SUBBETICO INTERNO.

ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO DEL LIAS INFERIOR Y MEDIO DEL SUBBÉTICO MEDIO
MERIDIONAL Y SUBBÉTICO INTERNO EN EL SECTOR CENTRAL DE LA CORDILLERA
BÉTICA

INTRODUCCIÓN

El Lías inferior de la Zona Subbética es de composición carbonatada y está constituido en la base por unas dolomías que descansan directamente sobre el Tríás de facies Kauper, y en su parte alta por unas calizas de facies diversas y carácter marino somero. Sobre ellas aparecen unas calcarénitas con abundantes crinoideos correspondientes al Lías medio (Carixiense).

Los estudios sedimentológicos y petrológicos de detalle de estos materiales son relativamente escasos. No obstante, cabe citar, entre los más importantes, los trabajos de Azema et al (1979), Dabrio y Polo (1986). García Hernández et al (1976), García Hernández et al (1979a y b), González Donoso et al (1975), Martín (1979, 1980) y Martín y Dabrio (1981).

El trabajo que aquí se presenta corresponde al estudio detallado, a partir de observaciones realizadas en láminas delgadas, de una serie de cortes pertenecientes al Subbético medio meridional y Subbético interno del sector central de la Cordillera Bética. Las características más notorias de cada uno de ellos en cuanto a microfacies, diagénesis, etc... las describirámos a continuación, ordenados tal y como se disponen de N a S, para finalmente intentar integrar todos estos datos y dar una visión de conjunto de la evolución sedimentaria e historia diagénética de todos estos materiales.

EL CORTE DE LA VERTIENTE NORTE DE LA SIERRA DE LAS CHANZAS

En el Lías inferior el corte entero está representado por facies lagunares. Se trata de micritas/biomicritas ("wackestones"/"packstones") con abundantes foraminíferos bentónicos (Haurania, Ataxophragmidae, Textuláridos, etc...), lamelibranquios, algas (Thaumatoporella parvovesiculifera RAINERI, Paleodasycladus mediterráneus PIA), "pellets", peloides (bioclastos pequeños micritizados), intraclastos, "lumps" (agregados de granos), ostrácodos, etc...

Esporádicamente dichas facies llegaron a emerger y se desarrollaron en ellas abundantes fenestras ("birdseyes"). En su parte alta presentan rocas volcánicas intercaladas. También en la parte alta existen niveles de micritas con grandes lamelibranquios.

A techo aparece el nivel de crinoides del Carixiense, representado aquí por calcareitas finas laminadas con abundantes crinoideos y peloides.

La base del corte está dolomitizada, siendo dicha dolomitización de carácter epigenético (diagenético tardío), ya que presenta una geometría irregular, no respeta las facies calizas originales y afecta indistintamente a facies formadas en distintos contextos dentro del lagoon.

EL CORTE DE SIERRA ELVIRA

La base del Lías inferior de Sierra Elvira está dolomitizada. Esta dolomitización afecta en su parte inferior a antiguas calizas lagunares, y por encima a facies de calizas con silex (Martín, 1980), y es de carácter diagenético tardío (la formación de los nódulos de silex, por ejemplo, es anterior a la dolomitización).

Sobre las dolomías aparecen representadas facies de calizas con nódulos de silex. Son facies características de plataforma abierta/talud y en ellas abundan los restos de organismos de esqueleto originalmente silíceo tales como radiolarios y espículas de esponjas. La microfacies corresponde a una biomicrita peletoidal. Los nódulos de silex, de carácter diagenético, provienen de la removilización de la sílice que formaba los caparazones de dichos organismos (Martín y Dabrio, 1981).

Sobre ellas se sitúan las típicas calcarenitas de crinoides, que en Sierra Elvira en particular están muy bien representadas (superan los 20 m de potencia). La transición entre ambas, calizas micríticas con silex y calizas de crinoides, viene marcada por unas facies muy características en las que alternan niveles de composición más micrítica con otros más calcareníticos de textura "packstone", que incluyen abundantes oolitos, crinoideos, "lumps" (agregados de granos) y lamelibránquios. Estos niveles más calcareníticos corresponden presumiblemente a lechos de tormenta, en la plataforma.

Las calizas de crinoides s str, situadas inmediatamente por encima, corresponden a calcarenitas ("grainstones") con abundantes restos de crinoideos (artejos y placas) y pequeños bioclastos micritizados (Martín y Dabrio, 1981). En ellas abundan las estructuras sedimentarias primarias de ordenamiento interno. Hacia la base domina la estratificación cruzada planar producida por migración de "megaripples" ("sand waves") de crestas rectas, movidos presumiblemente por la acción de corrientes de marea. La dirección dominante es la N 150 (Dabrio y Polo, 1986). A techo aparece estratificación cruzada en surco producida por oleaje de dirección dominante NE-SW y laminación paralela, junto a "ripples" de oscilación (Dabrio y Polo, 1986). El conjunto termina en una superficie de emisión y/o carstificación. Las calizas de crinoides se interpretan como facies de "shoals" (bajíos).

EL CORTE DEL HACHO DE LOJA

Una extensión importante de este corte está dolomitizada. Dicha dolomitización es diagénética tardía y las dolomías resultantes son en general de textura xenotípica y tamaño de cristal de medio a muy grueso. En ellas las texturas calizas originales están muy lixiviadas y sólo se adivinan en ciertos casos, aunque no sin dificultad. No obstante, algunos de sus rasgos sedimentarios, tales como laminación debida a algas, etc... se reconocen aún bien en el campo. Estas texturas relicto permiten interpretar el conjunto dolomítico como depositado en un "lagoon" con dominio de la sedimentación micrítica, en el que se desarrollaron pequeñas barras oolíticas que crearon finalmente altos relativamente estables donde dominó, por un cierto tiempo, la sedimentación tipo "algal mats" (mallas de algas), a

profundidades dentro del intervalo de oscilación de mareas.

Por encima de las dolomías aparecen calizas con rasgos lagunares típicos y predominio de facies micríticas: "packstones"/"wackestones" con abundantes algas (Thaumatoporella parvovesiculifera RAINERI), lamelibranquios de concha gruesa, foraminíferos bentónicos, peloides (intraclastos y/o bioclastos micritizados), etc... Localmente dichas facies lagunares llegaron a emerger desarrollándose en ellas "birdseyes".

A techo aparecen las facies de crinoides del Carixiense, que en este caso corresponden a "packstones" con abundantes restos de crinoideos, a los que acompañan fragmentos de lamelibranquios, espinas de erizo, foraminíferos bentónicos, peloides, intraclastos y granos revestidos (facies de transición de plataforma abierta a los "sand waves").

EL CORTE DE SIERRA GORDA

En Sierra Gorda, durante el Lías inferior, el predominio corresponde a las facies lagunares muy someras. Dichas facies son generalmente micríticas ("wackestones") con abundantes algas (Dasycladáceas: Paleodasycladus mediterraneus elongatus, PRATURCON; rodofíceas: Thaumatoporella parvovesiculifera RAINERI; Codiáceas: Cayeuxia), foraminíferos bentónicos, lamelibranquios de concha gruesa, gasterópodos y algunas radiolas o fragmentos (placas) de erizos. Localmente hay también abundantes oncolitos e intraclastos.

Frecuentemente dichos carbonatos llegaron a emerger apareciendo entonces en ellos abundantes "birdseyes". También como facies minoritarias de carácter más restringido se encuentran micritas ("mudstones") con ostrácodos, y, localmente, asociados a los pequeños montículos emergentes en medio del lagoon, "algal mats" (mallas de algas) y facies con texturas pisolíticas típicas. En determinados puntos (Vgr. proximidades de Ventas de Zafarraya) aparecen secuencias repetitivas de carácter "shallowing upwards" de unos 2 m de potencia media constituidas por micritas con algas, oncolitos, lamelibranquios, etc... a la base, seguidas por niveles con abundantes fenestrillas ("birdseyes") y coronadas por niveles pisolíticos con frecuentes costras ferruginosas (superficies de emersión).

En el borde norte de la Sierra el predominio corresponde a las facies de "shoals": "Grainstones" ("Rudstones") intraclásticos-oolíticos, que incluyen con frecuencia oncolitos de gran tamaño empastados también en esparita. Más al norte aún dichas facies de shoals transicionan a facies de talud constituidas por micritas con nódulos de silex que contienen abundantes restos de espongiarios.

Las facies de borde interno de los "shoals" vienen caracterizadas por un predominio de los "packstones" intraclásticos, a los que se asocian oncolitos de gran tamaño. Como rasgo general cabe señalar que los oncolitos son especialmente abundantes y presentan un tamaño mayor en las zonas de borde del "lagoon" más próximas a los "Shoals".

EL CORTE DE SIERRA ARANA

En el Lías inferior de Sierra Arana el predominio corresponde a las facies de "shoals". Se trata de "Grainstones" ("Rudstones") con abundantes oolitos, granos revestidos, "lumps" (agregados de granos), intraclastos, oncolitos y bioclastos (fragmentos de algas, lamelibranquios, foraminíferos bentónicos, etc...), que se interdigitan con facies lagunares. La transición entre ambos tipos de facies viene marcada por "packstones" con abundantes oncolitos de gran tamaño. Las facies lagunares corresponden a micritas y biomicritas con peloides, foraminíferos bentónicos, algas, gasterópodos, etc... que muestran frecuentes signos de emersión ("birdseyes").

El corte aquí estudiado parece ser semejante a los del borde norte de Sierra Gorda, y se puede inferir por ello, para Sierra Arana, un contexto paleogeográfico, durante el Lías inferior, similar. Gran "Banco" carbonatado con facies lagunares muy someras, o incluso emergidas en su interior, que hacia el norte presentaba un talud. Entre este último y las facies lagunares del "Banco" se desarrollaron los "shoals".

En el Lías medio (Carixiense) las facies que aparecen son las características calizas de crinoideos. Se trata de "Grainstones" bioclásticos con abundantes restos de crinoideos, a los que acompañan lamelibranquios, pequeños foraminíferos bentónicos (generalmente muy micritizados) etc..., que formaban "Sand waves" en el seno de una extensa plataforma carbonatada sometida a la acción de mareas.

Los crinoideos presentan alrededor cementos diagenéticos de tipo sintaxial. También es frecuente la presencia en estas microfacies de pequeños romboedros de dolomita (0'02 - 0'1 mm), producidos por fenómenos de exsolución a partir de la calcita con alto contenido en magnesio que constituía inicialmente el esqueleto calcáreo de los crinoideos.

Las facies de Lías superior - Dogger, que también se han estudiado en este corte, son todas típicas de medios de plataforma marina abierta. Se trata de "packstones" ("wackestones") con abundantes filamentos, peloides (pequeños bioclastos, generalmente foraminíferos bentónicos, muy micritizados), ostrácodos, equinodermos, radiolarios, etc... La evolución vertical de conjunto que se observa en la zona espués de un progresivo hundimiento y pelagización a lo largo del Lías.

CONCLUSIONES

La conclusión quizás más importante a nivel regional, de carácter sedimentario, que se desprende de todos estos estudios es que la plataforma carbonatada del Subbético interno (Sierra Gorda-Sierra Arana), a nivel del Lías inferior, estuvo desconectada del resto de la plataforma carbonatada correspondiente al Prebético - Subbético externo y parte del Subbético medio, existiendo entre ambas una zona de mar más profundo, representada por facies de carácter marino abierto (calizas con nódulos de silex y abundantes restos de espongiarios y radiolarios). El Subbético interno (Sierra Gorda - Sierra Arana) funcionó pués, en aquella época, como un gran BANCO CARBONATADO, tipo Bahamas, fuertemente subsidente, en el que se acumularon enormes potencias (más de 1.000 m) de carbonatos marinos someros. Esta idea está en franca contradicción con lo hasta ahora expuesto para el Lías inferior de la Zona Subbética (Vgr. Azema et al., 1979; etc...), del que se pensaba constituía una plataforma continua, con su borde, no visible, situado presumiblemente al sur del Subbético interno. Sierra Elvira en particular, conocida la existencia en ella de calizas con silex en el Lías inferior, se interpretaba como un gran "golfo" subsidente, con sedimentación de carácter marino más profundo (García Hernández et al., 1979a). De acuerdo con esta nueva interpretación las facies de calizas con silex de Sierra Elvira (al igual que las que aparecen en posiciones equivalentes dentro del Subbético: Colomera, Venta de la Nava, etc...) .

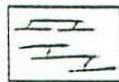
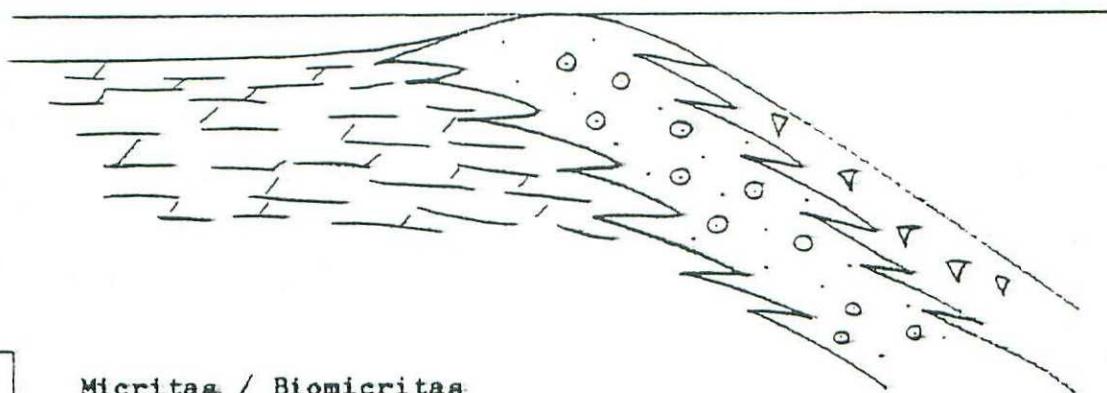
representan el talud de la plataforma Prebética/norte Subbética, talud que estuvo claramente enfrentado al del borde norte del Banco Carbonatado correspondiente al Subbético interno, que aflora en los márgenes septentrionales de Sierra Gorda y Sierra Arana. La posición del "Hacho de Loja" es algo que queda todavía por dilucidar en este modelo al no estar siquiera clara su pertenencia a un dominio subbético concreto (¿Subbético ultrainterno? ¿Subbético medio meridional?), y por tanto su procedencia.

El modelo sedimentario propuesto para el borde norte del gran Banco Carbonatado correspondiente al Subbético interno es el esbozado en la figura 1. El dispositivo de conjunto es retrogradante, dado que en la vertical existe una clara superposición de las facies de talud sobre las de los "shoals", y de estas últimas sobre las lagunares. Este fenómeno explica la incorporación frecuente y retrabajado posterior que sufren los grandes oncolitos lagunares en las facies de "shoals". Los episodios de emersión local, con desarrollo de "birdseyes", texturas pisolíticas, costras, etc... afectan temporalmente tanto a la parte alta de los "shoals", como a porciones estrictamente lagunares dentro ya del propio Banco Carbonatado. La distribución de los diferentes elementos texturales (granos, etc..), cementos, texturas dominantes, etc... en un perfil S - N desde el interior del Banco Carbonatado al margen del mismo se recoge también en la figura 2.

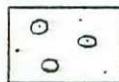
Las facies de crinoides del Lías medio, que corresponden como hemos indicado a "shoals" movidos esencialmente por la acción de mareas, vinieron a situarse al borde tanto de la plataforma Prebética-norte Subbética (caso de Sierra Elvira) como en el del antiguo Banco Carbonatado (caso de Sierra Arana), aprovechando la paleogeografía previa, y llegaron a colmatar parcialmente el antiguo surco existente entre ambos al progradar sobre él (recordemos por ejemplo que la dirección de movimiento dominante en los "sand waves" de Sierra Elvira es N 150, y como también en dicho corte en la vertical existe una clara superposición de las facies de "sand waves" sobre facies de transición plataforma abierta/talud, y de estas últimas sobre las de talud s str.). Para Dabrio y Polo (1986) sin embargo, la localización preferencial de los "shoals" de crinoides en determinadas zonas del Subbético parece estar ligada a la creación de "umbrales" relativos en una fase de fracturación y parcial desintegración de la plataforma carbonatada no claramente definida y previa al fenómeno generalizado del mismo estilo que se detecta en el paso Lías medio - Lías superior (García Hernández et al., 1976).

S

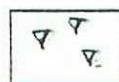
N



Micritas / Biomicritas
lagunares



"Grainstones"/"Rudstones" intraclástico-oolíticos (oncolíticos)
SHOALS



Biomicritas de esponjas
TALUD

Figura nº 1

BANCO CARBONATADO

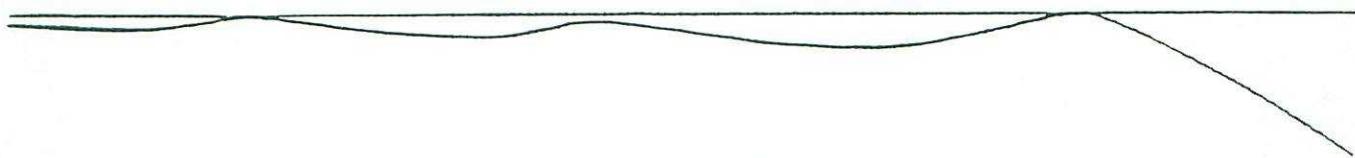
Lagoon

Montículo
emergido

Montículo
no emergido

Shoals

Talud



Cianofíceas:

Mallas de algas

Oncolitos

Dasycladáceas

Rodofíceas

Foraminíferos
(bentónicos)

Radiolarios

Espículas de esponjas

Lamelibranquios

Gasterópedos

Equinodermos

Ostrácodos

Intraclastos

Cólitos

Pisolitos

"Lumps"

Pelets

TEXTURAS:

Mudstone

Wackestone

Packstone

Grainstone

ESTRUCTURAS:

Fenestrás

CEMENTOS:

-de zona de
aireación

-submarinos

Figura nº 2

HISTORIA DIAGENETICA

El fenómeno diagenético más importante que han sufrido todos estos materiales liásicos es el de dolomitización. Dicha dolomitización es de carácter diagenético tardío (Martín, 1979, 1980) y se liga presumiblemente al escape de fluidos ricos en magnesio procedentes de las arcillas triásicas infrayacentes durante los procesos de compactación de estas últimas (Martín, 1980). La geometría de conjunto del cuerpo dolomítico es compleja y queda recogida en la figura 3 procedente del trabajo de Martín, 1980. En ella se aprecia como la dolomitización afecta de un modo muy irregular a las calizas liásicas, alcanzando las dolomías una mayor potencia y representatividad en las zonas límites de separación de surcos y umbras del "geosinclinal" subbético. En dichas zonas es presumible la existencia de fallas sinsedimentarias afectando al conjunto de las calizas liásicas, a favor de las cuales los fluidos dolomitizantes pudieron fácilmente alcanzar una mayor cota.

Procesos de dolomitización parcial a mucha menor escala aparecen afectando a las facies de calizas de crinoideos. La presencia aquí de pequeños romboedros de dolomita parece estar ligada, como hemos indicado, a procesos de exsolución (transformación de la calcita magnesica que constituía originalmente los crinoideos a calcita con bajo contenido en magnesio) (Martín y Dabrio, 1981).

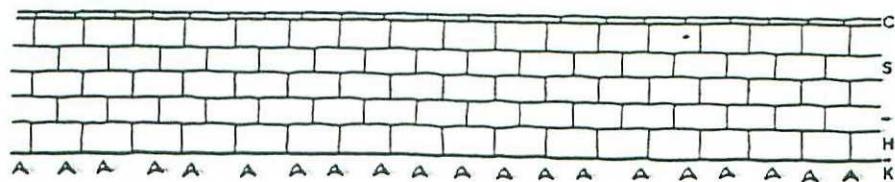
En las calizas de crinoideos como proceso diagenético más importante no obstante está el de la cementación, con desarrollo de cementos sintaxiales alrededor de los fragmentos de crinoideos (placas y artejos) que dan al conjunto de la facies un aspecto marmóreo. Hay también procesos locales de silificación conectados con la formación de nódulos de silex en las calizas infrayacentes (Martín y Dabrio, 1981). Estos últimos corresponden a removilizaciones diagenéticas de la sílice contenida originalmente en las espículas de esponjas y caparazones de radiolarios. Su formación es posterior a la creación de los pequeños romboedros dolomíticos por exsolución (Martín y Dabrio, 1981) y anterior al fenómeno de dolomitización a gran escala que afecta a la base del conjunto calizo del Lías inferior (Martín, 1979, 1980).

LIAS SUBBETICO

EVOLUCION TECTO-SEDIMENTARIA DE LA CUENCA EN EL DOMERENSE INFERIOR

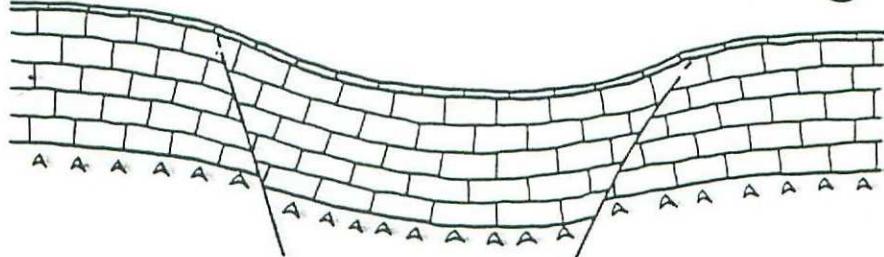
CESE DE LA SEDIMENTACION EN PLATAFORMA

S. EXTERNO | SUBBETICO MÉDIO | S. INTERNO



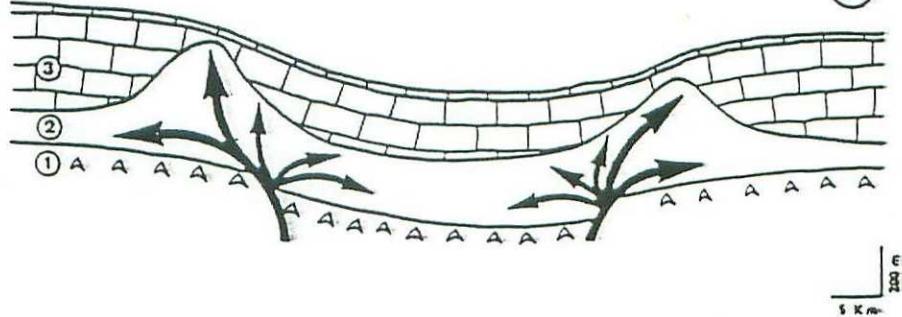
COMPARTIMENTACION DE LA CUENCA

B



DOLOMITIZACION

C



Modelo de dolomitización propuesto para el Lias inferior subbético. En él se aprecia como las fallas ainesedimentarias responsables de la compartimentación de la cuenca en el Domérense inferior fueron posteriormente utilizadas como camino de escape por los fluidos dolomitizantes. Estos últimos se expandieron también lateralmente a favor del nivel base impermeable representado por las evaporitas, arcillas y margas del Kauper.

C: Cárixidense; S: Sinemuriense;
 H: Hettagiense; K: Keuper; 1: evaporitas, arcillas, margas, etc...; 2: dolomías; 3: calizas.

Figura nº 3

BIBLIOGRAFIA

Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García Hernandez, M., Gonzalez Donoso, J.M., Linares, A., Linares, D., Lopez Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979). Microfaunas del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Secr. Pub. Univ. Granada., 83 pp.

Dabrio, C.J. y Polo, M.D. (1986). Interpretación sedimentaria de las calizas de crinoides del Carixiense Subbético. Mediterránea Ser. Geol., (en prensa).

García Hernández, M.G., Gonzalez Donoso, J.M., Linares, A., Rivas, P. y Vera, J.A. (1976). Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera. Reun. Geod. Cord. Bét. y Mar de Alborán. Secr. Pub. Univ. Granada., pp. 127-157

García Hernández, M., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979a). El Lías infracariense en la Zona Subbética. Cuad. Geol. Univ. Granada., 10, 367-374.

García Hernández, M., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979b). Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. Cuad. Geol. Univ. Granada., 10, 557-569.

Gonzalez Donoso, J.M., Linares, A. y Rivas, P. (1975). El Lías inferior y medio de Polonia (Serie del Zegrí. Zona Subbética. Norte de Granada). Estudios Geol., XXX, 639-654.

Martín, J.M. (1979). La dolomitización basal del Lías inferior Subbético. Cuad. Geol. Univ. Granada., 10, 583-589.

Martín, J.M. (1980). Las dolomías de las Cordilleras Béticas. Tesis doctoral. Secr. Pub. Univ. Granada., 265, 201 pp.

Martín J.M. y Dabrio C.J. (1981). Calizas de crinoides del Carixiense Subbético: historia diagenética. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 79, 287-291.

LAMINA DE FOTOS.— Microfacies más representativas del Lías inferior y medio subbético en el sector estudiado.

A.— "Grainstone" intraclástico. Los intraclastos presentan pequeñas envueltas de tipo pisolítico. Nótese también el cemento en menisco entre granos, típico de zona de aireación. Supramareal. Lías inferior.

B.— "Wackestone" con abundantes fenestras ("birdseyes"). La matriz micrítica presenta una textura ligeramente paletoidal y en ella se encuentran dispersos pequeños bioclastos y algún intraclasto. Supramareal. Lías inferior.

C.— "Packstone" bioclástico con abundantes fragmentos de algas (Thaumato-
porella parvovesiculifera RAINERI) y foraminíferos bentónicos.
Lagoon. Lías inferior.

D.— "Grainstone" intraclástico - oolítico (- oncolítico). "Shoals" de bordes de BANCO CARBONATADO. Lías inferior.

E.— Biomicrita ("Packstone") de espongiarios. Talud de plataforma/banco carbonatado. Lías inferior.

F.— Bioesparita ("Grainstone") de crinoideos. Observense los recrecimientos sintaxiales alrededor de los artejos y placas. Nótese también la presencia de pequeños romboedros dolomíticos implantados selectivamente sobre bioclastos muy micritizados. "Shoals" ("Sand waves").
Lías medio.

