

# LA FORMACION DOLOMIAS DE LANDETE (TRIASICO MEDIO). UN EJEMPLO DE RAMPA SOMERA, SU EVOLUCION Y DIAGENESIS. PROVINCIAS DE CUENCA Y VALENCIA, ESPAÑA

J. López\*, A. Alonso\*, R. Más\* y N. Meléndez\*

## RESUMEN

La Formación Dolomías de Landete (d.L.) (Scythiense-Anisiense) constituye los primeros sedimentos carbonatados que aparecen a lo largo de la serie triásica, en el SE. de la Cordillera Ibérica, provincia de Cuenca, España Central.

Esta unidad se ha estudiado en 9 secciones estratigráficas a través de todo el área, que muestran una gran diferencia de espesor (desde 1,5 m. hasta 48 m.). El estudio de las Dolomías de Landete se ha realizado a través de la diferenciación de facies, distribución vertical y asociaciones de facies, cuyo análisis e interpretación nos ha llevado a diferenciar distintos subambientes de una rampa carbonatada somera. La sedimentación estuvo condicionada por la reactivación de las directrices tectónicas tardihercínicas por medio de una tectónica de bloques.

Se pueden diferenciar dos episodios distintos en el desarrollo del sistema deposicional: un primer episodio corto, con una tasa de subsidencia importante, relacionado con una transgresión muy rápida, y un segundo episodio más largo y más estable de carácter regresivo.

La historia diagenética es muy compleja, siendo los procesos de dolomitización muy importantes. Se pueden distinguir principalmente, tres tipos: un primer estadio de dolomitización por mezcla de aguas; un segundo estadio de dolomitización penecontemporánea relacionado con un desarrollo importante de sabkhas, y finalmente, un tercero de dolomitización por compactación-enterramiento.

**Palabras clave:** *Rampa somera carbonatada. Triásico medio, Diagénesis.*

## ABSTRACT

The Dolomites of Landete Formation (d.L.) (Scythian-Anisian) are the first carbonate sediments that appear along the Triassic succession in the SE of the Iberian Ranges, Province of Cuenca, Central Spain.

To analyze the d.L., nine sections have been studied across the entire area, showing a great difference in the thickness (from 1,5 m. to 48 m.). The study of the d.L. has been performed through facies differentiation, vertical distribution and facies associations, whose analysis and interpretation have allowed us to differentiate different subenvironments of a shallow carbonated ramp. The sedimentation was influenced by the reactivation of a former late hercinian tectonic trend with tectonic blocks. Two different episodes can be differentiated in the development of the depositional system: A first, short episode with an important subsidence rate corresponding to a very rapid transgression and a longer and more stable second one with progradational character. The processes of dolomitization are very important and it is possible to distinguish three main types: A first stage of mixing water dolomitization. A second one of penecontemporaneous dolomitization in relationship with an important development of sabkhas, and finally, a deep burial type characterized by ferroan dolomite.

**Key words:** *Shallow carbonated ramp. Middle Triassic. Diagenesis.*

## Introducción

### *Marco de estudio*

El área de estudio se localiza al S.E. de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, formando parte de

un arco que va desde los alrededores de Valdemeca, al N.W., en la provincia de Cuenca, hasta las proximidades de Chelva, al S.E., en la provincia de Valencia (fig. 1).

Los afloramientos que presenta la unidad estudiada están incluidos en una serie de anticlinorios de eje

\* Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. España.

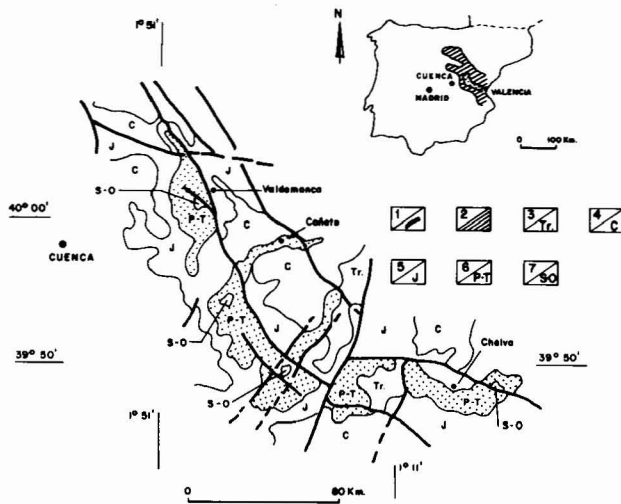


Fig. 1.—Localización geográfica y geológica del área estudiada: 1. Principales líneas de fractura. 2. Cordillera Ibérica. 3. Terciario. 4. Cretácico. 5. Jurásico. 6. Permo-Triás. 7. Silúrico-Ordovícico.

N.W.-S.E. normalmente fallados en el flanco N.E. El núcleo de dichos anticlinorios lo constituyen materiales de facies Buntsandstein e incluso cuarcitas y pizarras silúrico-ordovícicas, y la orientación está controlada por un conjunto de fracturas tardihercínicas, también de dirección preferente N.W.-S.E., cuyas conjugadas, prácticamente perpendiculares a aquéllas, diferencian los distintos anticlinorios.

Se ha estudiado en total un conjunto de 9 series en detalle.

La unidad que aquí se estudia constituye la inferior de la facies Muschelkalk que, en este sector de la Cordillera Ibérica está representada por dos unidades carbonáticas dolomíticas separadas por otra principalmente limolítica con intercalaciones de areniscas, yesos y margas (López, 1985). El contacto con la unidad infrayacente, ya en facies Buntsandstein, es neto, desarrollándose normalmente a techo de la unidad infrayacente un nivel de alteración. Por otro lado, y aunque la extensión de este área no permite una clara observación, estudios en un área más extensa (López, 1985) señalan la existencia de una discordancia de un ángulo muy bajo entre ambas unidades. El contacto con la unidad suprayacente se realiza a través de diferentes niveles con alto contenido en hierro que representan etapas de interrupción, aunque dadas las características sedimentarias de la unidad no deben ser consideradas individualmente como discontinuidades a nivel regional.

El espesor de la unidad varía notablemente según el punto de observación, siendo el mínimo hacia el N.W., en la Sierra de Valdemeca, donde llega a desaparecer acunándose y, máximo, hacia el S.E., en los alrededores de Chelva (fig. 2), donde llega a alcanzar los 60 m. de espesor. La variación lateral

puede apreciarse de forma más o menos progresiva en una dirección N.W.-S.E., aunque existen cambios bruscos locales debidos claramente a un condicionamiento tectónico sinsedimentario. A pesar de la variación lateral de espesor, se ha podido ver que las características principales sedimentológicas que presenta esta unidad se conservan básicamente a lo largo del área de estudio, lo cual, nos ha permitido diferenciar primero y correlacionar posteriormente, un conjunto de facies y asociaciones de facies que servirán para la descripción e interpretación de esta unidad.

La gran dolomitización que posee la Formación «Dolomías de Landete», ha enmascarado en gran parte las estructuras primarias que presentaba, así como el contenido en fauna, aunque este último, posiblemente, tampoco sería muy abundante en su inicio. Por otro lado, sin embargo, la dolomitización ha dado pie a uno de los apartados que constituyen el presente trabajo, donde por primera vez se estudia con detalle en esta unidad el tipo y características de dolomitización basado principalmente en la génesis y posterior evolución diagenética de la misma.

#### Antecedentes

Hasta principios de los años setenta, la facies Muschelkalk fue poco conocida en la presente zona de estudio, llevando incluso a muchos autores a omitir la existencia de la unidad objeto de nuestro estudio, confundiéndola con la superior carbonatada o incluso desconociendo su existencia. En cualquier caso, fueron muy pocos los trabajos que hasta ese momento han estudiado esta unidad y prácticamente ninguno que lo haya hecho en detalle. Entre ellos, y limitándonos únicamente a citar esta unidad, destacamos cronológicamente los de Lapparent *et al.* (1957) en los alrededores de Chelva (provincia de Valencia) y Buffet (1968) en el área de Toril (provincia de Cuenca).

En la década de los años setenta, con una ligera descripción general, destacan los trabajos realizados por el IGME en su serie MAGNA en las Hojas y Memorias de Chelva (Assens *et al.*, 1973), Villar del Humo (Portero *et al.*, 1974) y Enguidanos (Gabaldón *et al.*, 1975). De la misma década, destacan también los trabajos de Castillo Herrador (1974) y Garrido y Villena (1977). El primero de ellos incluye nuestra área de estudio dentro de una más extensa de la que obtiene mediante testigos de sondeo una distribución paleogeográfica bastante precisa de la unidad de estudio. En el segundo, los autores sitúan en la base de esta unidad el límite entre dos megasecuencias.

En base principalmente a la existencia de dos barras carbonatadas, Virgili *et al.* (1977) incluyen el Triásico de esta zona dentro del denominado «Mediterráneo»<sup>1</sup> que, posteriormente, pasa a ser denominado «Catalán» (Virgili, 1987).

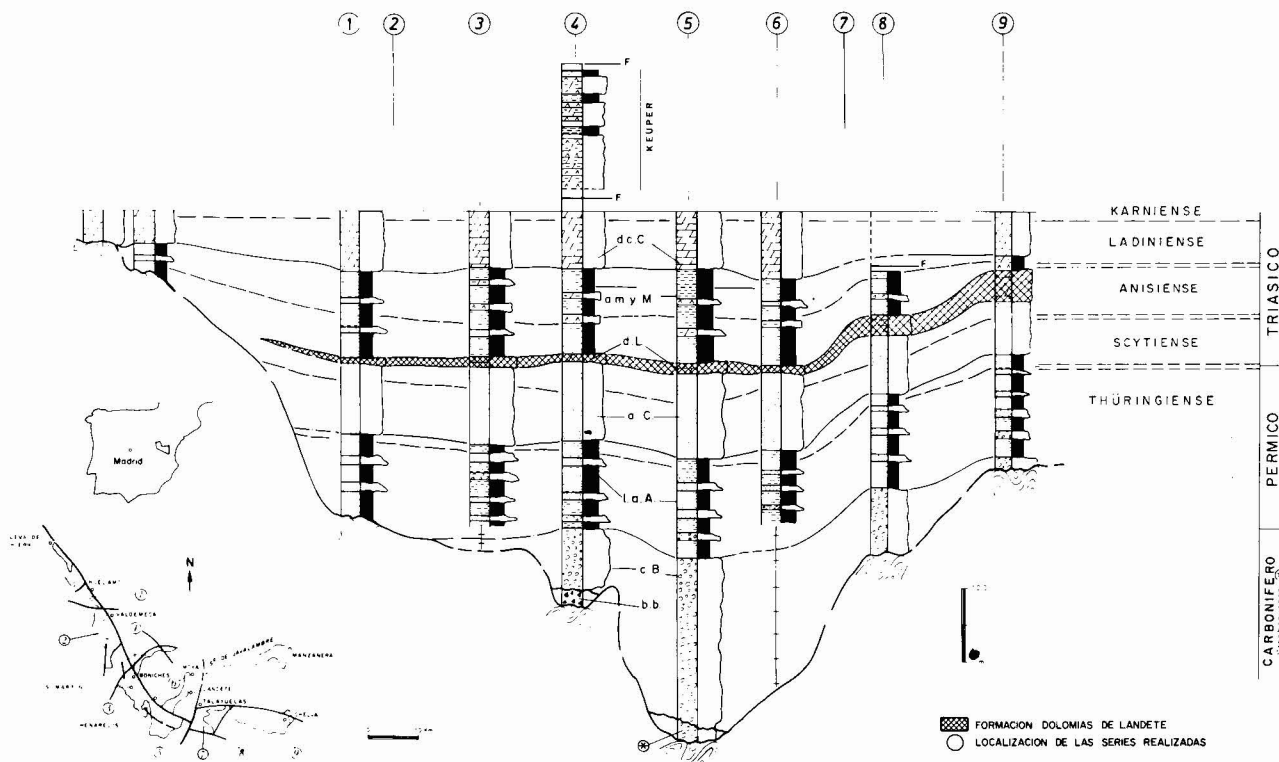


Fig. 2.—Columnas realizadas en el área de estudio y correlación de las mismas. Edad de los materiales permo-triásicos y formaciones que los constituyen: b.b) brechas basales; c.B) conglomerados de Boniches; 1.a.A) limos y areniscas de Alcotas; a.C) areniscas del Cañizar; d.L.) *Dolomías de Landete*, a.m. y M) areniscas, margas y yesos del Mas; d.c.C) dolomías y calizas de Cañete (López, 1985) y Facies Keuper.

Uno de los trabajos más completos y pioneros fue el de Viillard (1973), describiendo la distribución paleogeográfica y algunos rasgos sedimentológicos de esta unidad en los alrededores de Henarejos y Landete (provincia de Cuenca).

Hasta el momento no se ha obtenido ninguna datación con rigor de esta unidad, sin embargo, sí ha sido acotada por dataciones obtenidas por asociaciones palinológicas en unidades supra e infrayacentes en los trabajos de Viillard (1973), Boulouard y Viillard (1971 y 1981), Visscher *et al.*, (1982), López (1985) y López *et al.*, (1985). De este modo su edad quedaría comprendida entre Thüringense (Pérmico superior) y Anisiense (Triásico medio).

En López (1985) se describe esta unidad por primera vez dentro de un contexto amplio, sedimentológico y paleogeográfico, donde se define con carácter informal como formación «Dolomías de Landete».

Finalmente, en la 8.<sup>a</sup> Reunión de Sedimentología de carbonatos celebrada en Liverpool (1987), los presentes autores realizan un estudio petrográfico y sedimentológico en detalle de esta unidad, empleando por primera vez técnicas que permiten llegar a describir algunos de los procesos de diagenéticos que

afectan a la dolomía; este estudio es a su vez tomado como base para el presente trabajo.

#### Metodología. Técnicas

Sobre la base de nueve secciones estratigráficas levantadas en la formación estudiada, se ha realizado el análisis sedimentológico detallado, diferenciando sus facies sedimentarias así como la arquitectura estratigráfica de éstas.

El análisis sedimentológico se ha acompañado de un estudio petrográfico de estos materiales carbonáticos, haciendo hincapié en sus microfacies y en los procesos diagenéticos que han operado en ellos. Concretamente en el aspecto de la diagénesis se han obtenido muy buenos resultados con el análisis mediante catodoluminiscencia de las muestras petrográficas. En esta operación la técnica aplicada ha sido la de la «catodoluminiscencia fría», utilizándose el aparato de la marca Technosyn modelo 8200 MKII, el cual se encuentra instalado en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense.

### Análisis sedimentológico

La Fm. dolomías de Landete está formada básicamente por dolomías y en menor proporción por margas. Los procesos diagenéticos sobrepuestos a la roca original han sido muy intensos, como se detallará en el apartado correspondiente, y eso hace que un análisis sedimentológico se vea dificultado por el sistemático enmascaramiento de las microfacies originales, que casi sin excepción han sido borradas por completo.

Sólo en algunos casos se han obtenido restos de microfauna (Miliólidos) o texturas originales (pseudomorfos, microlaminaciones), pero la mayor parte de las veces, las facies diferenciadas se reconocen mejor a escala de afloramiento, estratificaciones cruzadas, bioturbaciones, laminaciones de algas, brechificaciones, etc.

Esto ha hecho que se hayan podido diferenciar en campo una serie de facies (13) y sobre todo, de asociaciones de facies, que permiten realizar una reconstrucción paleoambiental y analizar la tendencia evolutiva de la unidad.

En este apartado se describen pues, en primer lugar, las asociaciones de facies y sus secuencias, se analizan e interpretan, posteriormente se reconstruye la historia evolutiva de la unidad y por último, se desentrañan y se ordenan en el tiempo los procesos postsedimentarios sufridos (diagénesis).

### Asociaciones de facies. Descripción e interpretación

A lo largo de la Fm. se han diferenciado cuatro asociaciones de facies, denominadas A, B, C y D en la figura 3. Estas asociaciones se agrupan en dos secuencias deposicionales: una que incluye a la asociación A y otra a las B, C y D.

Existen dos hechos muy destacables que hay que tener en cuenta en el análisis sedimentológico y paleogeográfico de esta unidad. En primer lugar, las cuatro asociaciones aparecen ordenadas de base a techo según la relación A, B, C y D. Las cuatro aparecen en toda la zona de estudio, hasta que la Fm. desaparece hacia el N.W. y siempre según la misma ordenación. Las únicas variaciones que se encuentran son las relativas a cambios de espesor en las mismas. Así, en la zona más noroccidental (columna 1, fig. 2) la asociación A está muy reducida, pero todavía presente. En términos generales, las asociaciones de techo adquieren mayor importancia relativa hacia esa región (N.W.) mientras que las basales lo hacen hacia el sureste.

El segundo hecho es la existencia de una superficie de discontinuidad a techo de la asociación A, representada generalmente por una costra ferruginosa bien desarrollada y/o karstificación (fig. 4). Es evidente que su importancia es grande, puesto que tiene carácter regional, aparece en toda la zona estudiada, siempre en la misma posición y sin perder sus características. Se tratará con más detalle en el apartado de paleogeografía y evolución.

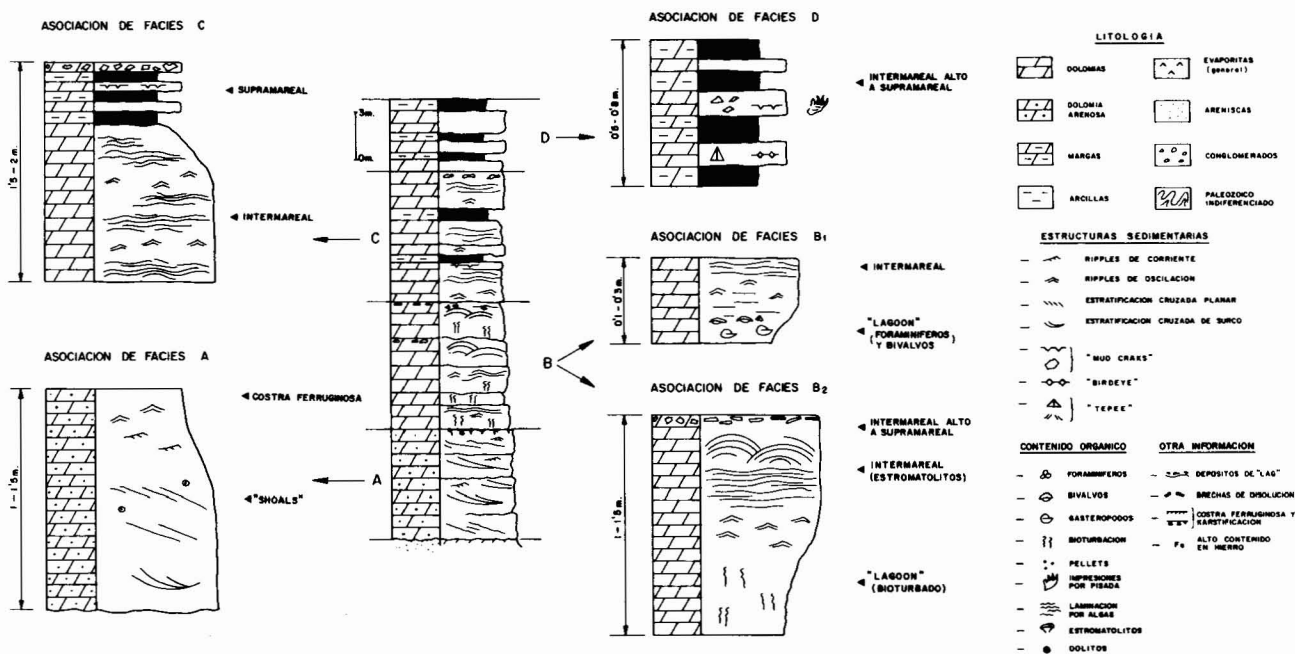


Fig. 3.—Asociaciones de facies, interpretación y localización de éstas dentro de la columna sintética de la Formación Dolomías de Landete.





Fig. 4.—Superficie con alto contenido en hierro y karstificación, que representa una etapa de interrupción desarrollada a techo de la asociación de facies A.

#### Asociación A

Está formada exclusivamente por dolomías recristalizadas, que en origen fueron calcarenitas. Presentan estratificación cruzada de surco, estratificación cruzada planar, ripples de corriente y ripples de oscilación. Localmente se distingue su naturaleza oolítica original. Por desgracia, la mayor parte de las veces las microfases han sido borradas. En cambio, las estructuras sedimentarias son con frecuencia fácilmente reconocibles.

Se ordenan en secuencias de 1 a 1,5 m. de espesor (fig. 3), que de base a techo presentan: base irregular, erosiva, con cantos blandos asociados. Por encima, aparecen dolomías con estratificación cruzada de surco y planar, generalmente en este orden, y terminan a techo con dolomías con ripples de corriente y muy frecuentemente de oscilación. Finaliza con una costra ferruginosa de importancia variable y a veces con bioturbaciones.

La secuencia indica el decrecimiento de la energía hacia techo y finalmente la parada de la sedimentación. Se interpreta como migración de barras oolíticas y/o calcareníticas (Ball, 1967) y emersión de las mismas o al menos parada de la sedimentación.

La asociación A aparece siempre a la base de la unidad, su importancia disminuye hacia el N.W. y se incrementa hacia el S.E. (hacia la plataforma abierta) y se interpreta como correspondiente a un momento de instalación en la zona interna de la cuenca de un cinturón de alta energía; un cinturón de barras o «shoals» que migraban en la zona submareal (Ball, 1967), mientras que hacia el N.W. se instalarían amplias llanuras de marea. Las barras podrían muy bien corresponder a complejos de isla barrera y barras longitudinales u oblicuas a la costa, deltas mareales y en general mantos calcareníticos movidos por la corriente de marea y corrientes longitudinales.

#### Asociación B

Está formada por dolomías masivas bioclásticas, dolomías y margas bioturbadas, dolomías laminadas, con ripples, y brechificadas.

Estas facies se ordenan en dos tipos diferentes de secuencias (ver fig. 3) B1 y B2, cuya descripción e interpretación es como sigue:

Las secuencia B1 aparecen en la base de la asociación, casi nunca a techo. Tienen potencia de 0,1 a 0,3 m. y de base a techo presentan margas y dolomías masivas bioclásticas, con restos de fauna; fundamentalmente se reconocen foraminíferos bentónicos (Miliólidos) (fig. 5) y bivalvos, que pasan hacia techo a dolomías con ripples de oscilación y, por último, a dolomías laminadas de algas.

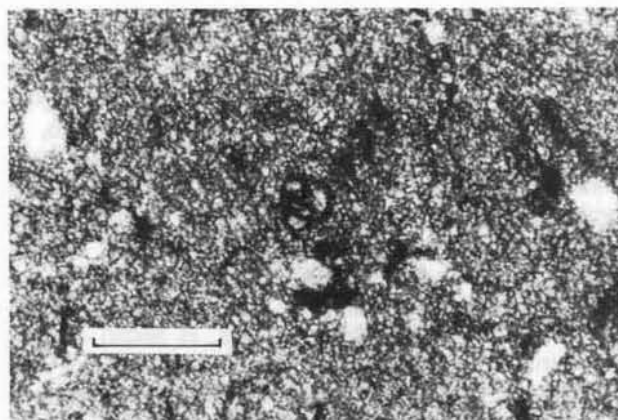


Fig. 5.—Dentro de la asociación de facies B, dolomías de fábrica homogénea constituida por cristales de tamaño fino (dolomía tipo I) en la que esporádicamente se conservan restos de foraminíferos, en este caso miliólidos. Corresponden a la sección estratigráfica de Landete. La barra de escala son 0,2 mm.

Se interpretan como secuencias de somerización hacia techo (James, 1979) pues se pasa de términos de lagoon en la base (baja energía, zona submareal) a zona intermareal, con ripples de olas (submareal alto-intermareal) y laminaciones de algas cianofíceas. Aparentemente no existen evidencias de emersiones permanentes a techo de las secuencias de este tipo.

Las secuencias de tipo B2 son mucho más potentes (de 1 a 1,5 m.) y aparecen a techo de la asociación; de base a techo aparecería en una secuencia ideal: margas y/o dolomías bioturbadas, dolomías con ripples de oscilación, dolomías con laminaciones planas de algas laminares y terminan en brechas de cantos planos, en ocasiones muy importantes. Muchas veces se desarrollan niveles importantes con grandes domos estromatolíticos (fig. 6), fuertemente brechificados a techo.



Fig. 6.—Desarrollo de domos estromatolíticas situados en la mitad superior de la asociación de facies B2.

Estas secuencias se interpretan también como de somerización hacia techo, pues se pasa de facies de lagoon en la base, a zonas intermareales con importantes tapices algales y domos, y por último, a situaciones intermareales altas o supramareales, que corresponden a las brechas de cantos planos (emersión prolongada, desecación y brechificación) (James, 1979).

Las dos secuencias corresponden, por tanto, a complejos sedimentarios de lagoon-llanura de marea en zonas internas y tranquilas de una plataforma carbonática. La diferencia entre las dos, el hecho de que el término supramareal o intermedio alto no esté presente en la B1 y a cambio bien desarrollado en la B2, implica un hecho muy importante a nivel paleogeográfico y de evolución de la cuenca: que existe una tendencia general a la somerización dentro de la secuencia deposicional de la unidad, al margen de que cada una de las secuencias unitarias también manifieste esa tendencia. Esta tendencia general se ve confirmada al estudiar las asociaciones siguientes.

#### Asociación C

Está formada fundamentalmente por dolomías que presentan diversas estructuras sedimentarias, y en menor proporción, por niveles de margas masivas.

En la vertical, estas facies se ordenan formando secuencias de 1,5-2 m. de espesor (fig. 3), en las que de base a techo existe una variación litológica desde dolomías a dolomías y margas alternantes, y en las que se observa la siguiente sucesión de términos:

— En primer lugar, se encuentran dolomías con laminaciones estromatolíticas debidas a las algas cianofíceas, que alternan con niveles de ripples de oscilación.

— Por encima alternan los tramos margosos masivos con niveles de dolomías masivas, con estructuras

de grietas de desecación, y por último y coronando la secuencia, niveles de dolomías brechoides.

Esta sucesión de facies, refleja un proceso de somerización característico (James, 1979), y se interpreta como originada en subambientes mareales carbonáticos, en los que la zona intermareal quedaría representada por los términos inferiores de la secuencia —dolomías estromatolíticas y dolomías con ripples de oscilación— y el dominio supramareal por los términos de dolomías y margas alternantes, siendo características de esta zona, las estructuras de desecación y los niveles de brechas de disolución.

#### Asociación D

Constituida por tramos margosos predominantes, y delgados niveles de dolomías, presenta un carácter de alternancia muy neto, ordenándose en la vertical en secuencias de 0,5-0,8 m. de espesor (fig. 3).

Los tramos de margas no muestran estructuras sedimentarias aparentes, mientras que las dolomías contienen abundantes estructuras de «teepees», «birdseyes», grietas de desecación, pseudomorfos de sal, costras ferruginosas, así como huellas de pisadas de reptiles (fig. 7) bastante frecuentes.

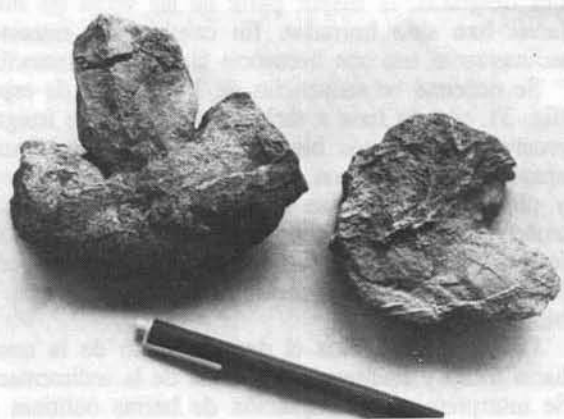


Fig. 7.—Moldes de pisadas de reptiles en la asociación de facies D.

Esta alternancia de términos margosos y dolomíticos, mantiene una variación en la vertical apareciendo a la base de las secuencias las dolomías con birdseyes y pseudomorfos de sal; a continuación los «teepees» y grietas de desecación, y abundando hacia los términos superiores, los niveles de costras ferruginosas.

En origen, esta asociación de facies representa, dentro del ámbito mareal carbonatado, la sedimentación en las áreas intermareales más altas que evolucionan hacia las zonas supramareales (James, 1979).

### *Evolución sedimentaria*

A lo largo del desarrollo evolutivo de la Fm. Dolomías de Landete se pueden observar dos hechos muy claros: en primer lugar, existen dos etapas claramente diferenciadas, separadas por una discontinuidad de carácter regional: la discontinuidad del techo de la asociación A. Dicha discontinuidad representa un período de tiempo indeterminado, de no sedimentación, emersión y karstificación (fig. 4). Sus implicaciones fueron profundas para la evolución de la cuenca, ya que significó una drástica redistribución paleogeográfica. Cada una de estas etapas, representaría una secuencia deposicional.

El otro hecho destacable en la evolución general, es la marcada tendencia a la somerización a lo largo de toda la unidad estudiada. Esto se manifiesta en cada una de las etapas y particularmente en la segunda, es posible ver cómo van apareciendo hacia techo secuencias en que los términos más someros predominan frente a los más profundos.

Esta tendencia de somerización general, se cumple a lo largo de toda la unidad, de forma que la primera etapa (base) es más marina que la segunda, aún cuando la discontinuidad que las separa suponga un salto brusco hacia términos más litorales, en lugar de un cambio gradual.

Al comienzo de la primera etapa (fig. 8) se produjo en todo el área la invasión marina de forma rápida y brusca, sobre una zona de alteración con decoloraciones desarrollada a techo de la facies Buntsandstein. En esta zona de alteración se observan niveles de alto contenido en hierro, y localmente huellas de impresiones de raíces.

Durante esta etapa, se instaló una plataforma carbonatada tipo rampa (Ahr, 1973; Read, 1985), como refleja la asociación de facies A, descrita anteriormente. En esta plataforma se interpreta la existencia de un extenso cinturón de alta energía (shoals, islas barrera, barras longitudinales u oblicuas, etc...), próximo a la costa, correspondiente a las facies internas de una rampa carbonática muy somera, y hacia las áreas situadas más al N. y NW., en zonas menos extensas, el desarrollo de amplias llanuras de marea (fig. 8).

Al final de esta primera etapa, un evento de importancia regional interrumpió la historia sedimentaria en la zona. Dicho evento se refleja en la aparición de una superficie neta ferruginosa (figs. 8 y 4) que implicaría la parada de la sedimentación, existiendo además suficientes evidencias de paleokarstificación como para interpretar una exposición subaérea de los materiales. Así, consideramos que la presencia de esta superficie ferruginosa estaría relacionada con la retirada del mar y posterior instalación de suelos, y localmente formación de karst incipiente.

La duración de esta fase es desconocida, ya que no

han podido ser datadas las etapas a nivel del detalle precisado.

Después del período de no sedimentación descrito, se produjo una nueva incursión marina, posiblemente de forma rápida, quedando toda la zona invadida por el mar. El momento transgresivo con el que comienza esta segunda etapa, permitió una vez más, la instalación de una plataforma carbonatada; pero tanto la distribución de los subambientes como las condiciones energéticas de la misma, fueron diferentes.

Esta nueva plataforma carbonatada estaría constituida por un conjunto de subambientes que reflejan unas condiciones energéticas inferiores a las que predominaron durante la primera etapa. De esta forma no aparecen los términos calcareníticos presentes en la parte basal de la etapa anterior, sino que todos los términos que componen las asociaciones B, C y D, reflejan siempre condiciones de baja energía. Concretamente, se trataría de amplias llanuras de marea en las que es posible distinguir los diferentes subambientes—sub, inter y supramareal—. El dominio de estos subambientes dentro de las secuencias que constituyen dichas asociaciones de facies (B, C y D), iría cambiando en la evolución vertical desde B a D. Los términos submareales se irían perdiendo sucesivamente para dar paso a un mayor dominio de los inter y supramareales, en una relación cuya tendencia sería: 1-2, 1-2-3, 2-3, 3; siendo 1 el término submareal-lagoon, 2 el intermareal y 3 el supramareal.

La presencia progresivamente dominante del término supramareal en la evolución vertical, refleja para esta segunda etapa una dinámica evolutiva a impulsos, con una tendencia general regresiva, que iría desde la asociación B a la D.

La aparición repetida de abundantes niveles con alto contenido en hierro a techo de estas secuencias, parece apoyar la interpretación de una dinámica regresiva realizada a pequeños impulsos (fig. 8).

### *Diagénesis*

Dada la naturaleza esencialmente dolomítica de la formación estudiada, el problema de su diagénesis se ha estudiado desde la óptica de los procesos de dolomitización que han operado. Por otra parte, esta dolomitización es muy intensa, presentando fábricas variadas y complejas que hacen bastante difícil su interpretación genética, así como establece el orden en que los diferentes procesos de dolomitización han operado.

### *Tipos de dolomía*

En función de los diferentes rasgos petrográficos de las dolomías de la Formación Dolomías de Landete se han separado varios tipos, haciendo hincapié dentro de cada uno en sus características de textura y fábrica

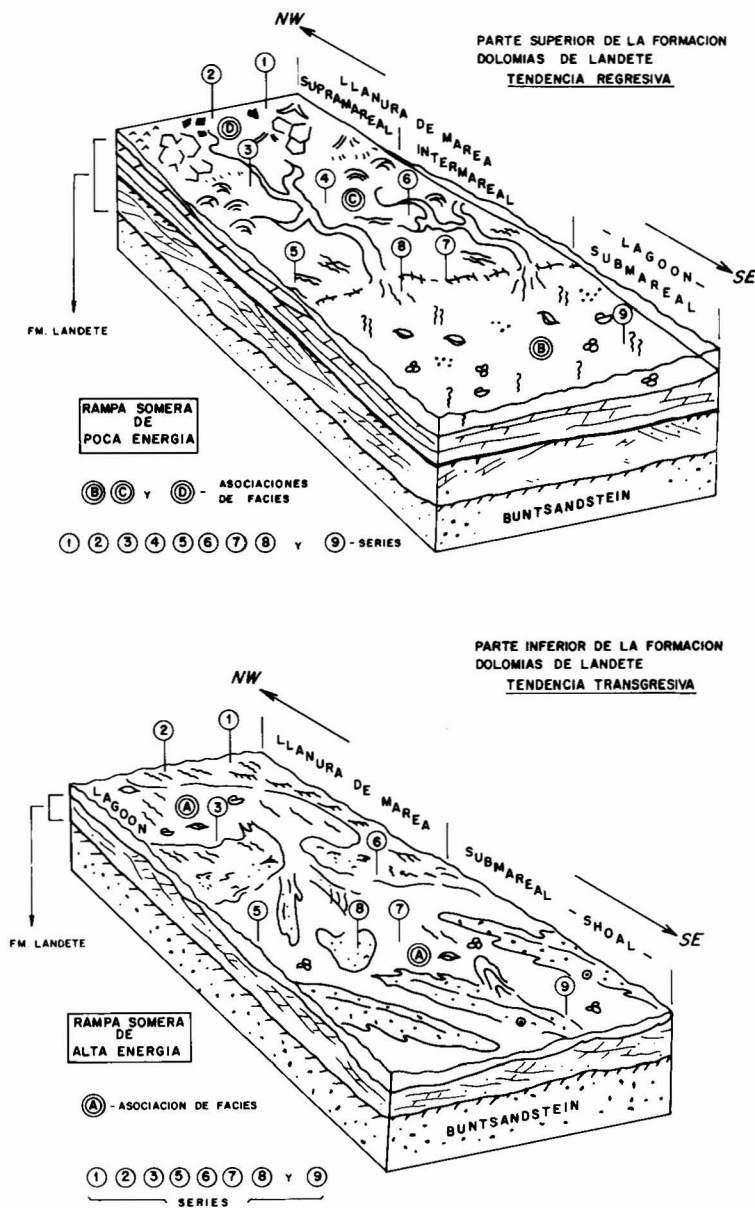


Fig. 8.—Diferenciación de dos etapas en la evolución sedimentológica y paleogeográfica de la formación dolomías de Landete. La primera etapa corresponde a la asociación de facies A, donde se desarrolló una rampa carbonatada de cierta energía con presencia de «shoals». La segunda etapa correspondería a las asociaciones de facies B, C y D, con el desarrollo de una plataforma carbonatada de menor energía, con diferenciación de subambientes de llanura mareal (lagoon, intermareal y supramareal). La segunda etapa tiene una tendencia regresiva y está separada de la anterior por una costra ferruginosa.

y su forma de aparición en relación con la estratigrafía y las facies.

Además se ha tratado de deducir el tipo de proceso de dolomitización que corresponde a cada tipo de dolomía, así como su paragénesis u orden de aparición.

#### Tipo I: Dolomicritas

Dolomía de fábrica homogénea constituida por cristales de tamaño de fino a muy fino ( $16 \mu\text{m}$ ). En general, se encuentra dentro de las asociaciones de



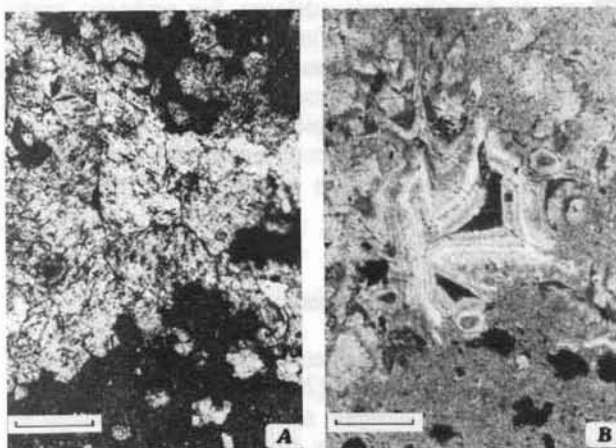


Fig. 9.—Dolomicritas (dolomía tipo I) con microcavidades, a su vez rellenas por dolomía megacristalina (dolomía tipo III). A) Imagen con luz normal. B) Imagen bajo catodoluminiscencia, obsérvese cómo el cemento megacristalino que rellena la cavidad (tipo III) presenta zonación y cristales con caras curvas (dolomía barroca). Asociación de facies C en la sección estratigráfica de La Huerta de Boniches. La barra de escala son 0,5 mm.

facies B y C interpretadas como depósitos carbonáticos de lagoon-llanuras de marea y llanuras de marea, respectivamente. Se trata de dolomicritas con microcavidades («vugs») (fig. 9) que en muchos casos deben corresponder a moldes de pseudomorfos de evaporitas. Se suelen reconocer estructuras originales como laminaciones criptalgales. En ocasiones, estas dolomicritas presentan clastos de las brechas de disolución-colapso que aparecen en las asociaciones de facies B y C (fig. 10 A y B) y los clastos de las

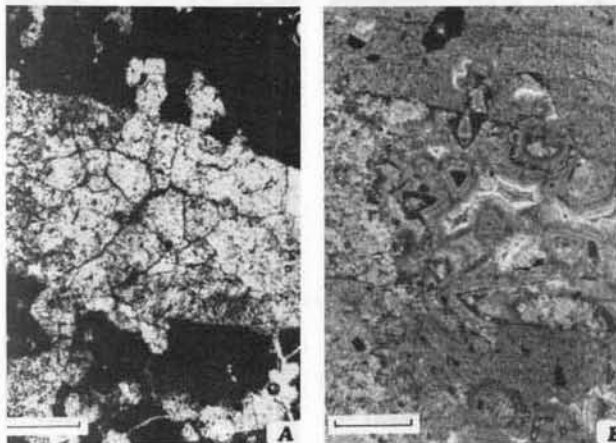


Fig. 10.—Brecha dolomítica de disolución-colapso en la asociación C. Está constituida por clastos de dolomicrita (dolomía tipo I) cementados por dolomita megacristalina (dolomía tipo III). A) Imagen con luz normal. B) Imagen en catodoluminiscencia, obsérvese el cemento dolomítico zonado (tipo III) con grandes cristales con caras curvas (dolomía barroca). Sección estratigráfica de La Huerta de Boniches. La barra de escala son 0,5 mm.

brechas que ocasionalmente pueden aparecer en la parte superior de la asociación A de barras calcareníticas, cerca de la discontinuidad estratigráfica que suele separarla de las asociaciones citadas anteriormente. En este tipo se incluyen también las dolomías finas de la asociación B que conservan restos de miliólidos (fig. 5) dentro de las facies submareales de lagoon. En general, hay que destacar la conservación de las fábricas sedimentarias y, a veces, orgánicas originales.

En conjunto esta variedad constituye una masa dolomítica conforme con la estratificación general de los materiales triásicos. Asociadas a este litosoma dolomítico existen importantes masas evaporíticas tanto adyacentes como suprayacentes.

Aunque ya ha sido mencionado anteriormente, conviene remarcar la constante relación de este tipo de dolomías con secuencias cíclicas de somerización carbonático-evaporíticas. En función de las características descritas cabe interpretar que este tipo de dolomías tendrían su origen en reemplazamientos tempranos (preenterramiento) de fangos carbonáticos (posiblemente aragoníticos) en áreas inter-supramareales. Este tipo de génesis se ajusta claramente al Modelo de Dolomitización de Sabkha (Illing *et al.*, 1975; Bush, 1973; Patterson y Kinsman, 1981, 1982) en el que debido a la precipitación de yeso y el consiguiente aumento en la relación Mg/Ca se forman salmueras hipersalinas de alto contenido en Mg<sup>2+</sup> que debido a su mayor densidad se hundieron y fluyen hacia el mar a través del sedimento mediante un proceso de reflujos de escape («seepage refluxion») (McKenzie *et al.*, 1980).

#### Tipo II: Dolomía sacaroidea

Están constituidas por agregados xenotrópicos de cristales de anhedrales a subhedrales de tamaño de medio a fino, no luminiscentes. Al microscopio son dolomías de aspecto sucio u oscuras bastante ferruginosas que presentan zonas espáticas («sparry») claras asociadas a cavidades en las que se reconoce la dolomía tipo III que se describe más adelante (figs. 11 A y B, 12 A y B). Este tipo de dolomía (II) es característico de la asociación de facies A que, en general, ha sido interpretada como barras calcareníticas frecuentemente arenosas dentro de una rampa somera. Conviene recordar que estas dolomías no conservan fábricas sedimentarias originales a pequeña escala, únicamente en afloramiento se pueden reconocer estratificaciones cruzadas y otros tipos de estructuras que facilitan su interpretación como calcarenitas en origen.

Por otro lado, en cuanto a la posición estratigráfica que ocupa este tipo de dolomía dentro del conjunto de la Formación Dolomías de Landete, cabe destacar que la asociación A aparece en la parte inferior por debajo de una discontinuidad estratigráfica que la

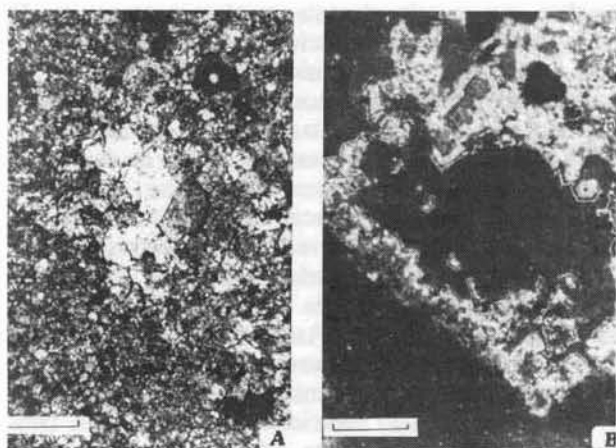


Fig. 11.—Dolomía sacaroidea de aspecto sucio u oscura (dolomía tipo II) que presenta una zona espática («sparry») clara que constituye una cavidad rellena de cemento dolomítico (dolomía tipo III). A) Imagen con luz normal. B) Imagen con catodoluminiscencia, en ella se puede observar que la dolomía tipo III constituye un cemento dolomítico zonado, que hacia el centro de la microcavidad pasa a ser de tono mate. Asociación de facies A en la sección estratigráfica de Landete. La barra de escala son 0,5 mm.

separa de las restantes asociaciones de facies. Esta discontinuidad se manifiesta mediante una superficie ferruginizada, correspondiendo el techo de la asociación de facies A a un horizonte de paleokarstificación, siendo las cavidades tanto a micro como a mesoescala, así como las brechas de colapso, frecuentes. Esta emersión generalizada que ocurrió tras la etapa de sedimentación de la asociación A, debió favorecer la recarga de agua dulce en áreas muy extensas, desarrollándose acuíferos que, con la emersión paulatina y rápida retirada del mar, se desplazarían en el sentido de la regresión.

Aunque interpretar el origen de este tipo de dolomías resulta más complicado que las de tipo I, dado el marco general en que se encuentran y sus características petrográficas, nos inclinamos a pensar que el proceso generador sería el de mezcla de aguas, es decir, la zona de interacción entre el agua freática dulce y el agua freática marina correspondería con una zona de mezcla, en la que una subsaturación en  $\text{Ca}^{2+}$  favorecería la disolución del  $\text{CaCO}_3$ , mientras que un aporte continuo de  $\text{Mg}^{2+}$  a partir del agua marina favorecería la precipitación de dolomita, según un modelo equivalente al propuesto por diversos autores (Hanshaw *et al.*, 1971; Land, 1973; Badiozamani, 1973; Choquette y Steine, 1980).

De todas maneras, a falta por el momento de datos geoquímicos, no se puede descartar que corresponda a otro modelo de dolomitización, siendo el de enterramiento-compactación, después del deducido, el más verosímil dada la presencia de las dolomías tipo

III que se describen más adelante. Sin embargo, tanto la textura como la posición estratigráfica por debajo de una discontinuidad, como la no presencia de Mn manifestada por la total ausencia de luminiscencia (ni siquiera mate), en principio nos hace desechar un modelo de compactación-enterramiento en el que los poros intersticiales estarían rellenos de salmueras en condiciones reductoras.

### Tipo III: Dolomías megacristalinas claras

Dolomías constituidas fundamentalmente por cristales euhedrales de gran tamaño (200-500  $\mu\text{m}$  y a veces más) de tono claro, y siempre zonados en catodoluminiscencia, presentando franjas rojo-anaranjado y franjas negras alternantes, con tonos mortecinos o mates.

Aparece este tipo de dolomía en diversas formas y posiciones:

a) Rellenando cavidades (zonas claras) en las dolomías sacaroideas sucias (tipo II) de la asociación de facies A (figs. 11 A y B; 12 A y B). Constituyen cementos dolomíticos zonados que recubren cavidades; hacia el centro de las microcavidades los cristales disminuyen de tamaño, se hacen más irregulares (subhedrales) y toman bajo la catodoluminiscencia tonos mates, indicando una incorporación conjunta de  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Mn}^{2+}$ .

b) Se encuentra también relleno de cavidades en las dolomicritas (dolomías tipo I) de las asociaciones de facies B, C y D. Son dolomías barrocas con cristales de caras curvas características (Radke and

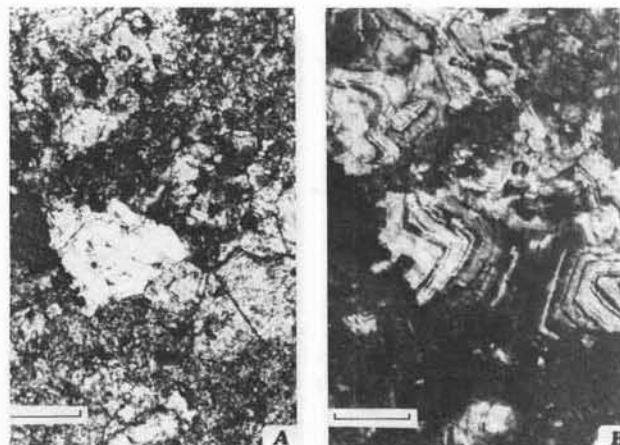


Fig. 12.—Dolomía oscura sacaroidea de tipo II que presenta una zona espática con cristales mayores de dolomía tipo III. A) Imagen con luz normal. B) En catodoluminiscencia se puede observar cómo la dolomía de tipo III constituye un cemento zonado que rellena una microcavidad en la dolomía de tipo II. Hacia el centro de la cavidad el cemento toma un aspecto mate posiblemente debido a la incorporación de  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Mn}^{2+}$ . Asociación de facies A en la sección de Landete. La barra de escala son 0,2 mm.

Mathis, 1980), presentan zonación y el tamaño de los cristales por término medio es de 300  $\mu\text{m}$ . Por su morfología las cavidades se relacionarían con pseudomorfos de evaporitas (fig. 9 A y B).

c) Aparecen otras veces como ligante en las brechas dolomíticas de las asociaciones B, C y D. Representan cementos dolomíticos zonados en catodoluminiscencia, con cristales de tamaños grandes (200-500  $\mu\text{m}$ ) y caras curvas (dolomía barroca o «saddle») (fig. 10 A y B). Las características texturales son equivalentes a las de las dolomías que rellenan las cavidades de pseudomorfos (b).

d) Además, localmente aparecen cementos zonados dolomíticos con características equivalentes a las descritas en c, constituyendo el ligante de las brechas dolomíticas que aparecen en la zona de paleokarstificación asociada a la discontinuidad que se encuentra a techo de la asociación A (fig. 13 A y B).

e) Por último, se encuentran mosaicos constituidos por grandes cristales euhedrales de dolomía zonados en catodoluminiscencia y que presentan caras curvas (dolomía barroca). En este caso no constituyen cementos relleno de cavidades o cementando brechas dolomíticas, sino más bien masas de dolomía gruesa de reemplazamiento que se concentran generalmente hacia la base de la Formación Dolomías de Landete (asociación de Facies A).

En general, como se ha visto, este tipo de dolomías megacristalinas constituyen cementos dolomíticos predominantemente, tanto relleno de cavidades como cementando brechas de colapso, lo cual implica que se formaron claramente después de una total litificación y después cuando menos, de cierto enterramiento.

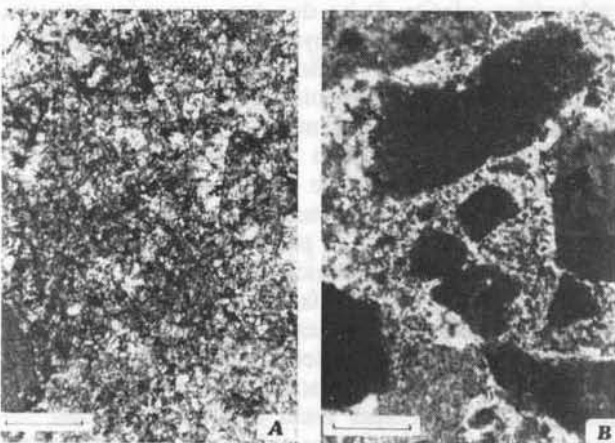


Fig. 13.—Nivel brechificado en la paleokarstificación asociada a discontinuidad que se encuentra a techo de la asociación A. La brechificación solamente es visible bajo catodoluminiscencia (imagen B), pues mientras que con luz normal (imagen A) los clastos son totalmente irreconocibles, con catodoluminiscencia se reconocen claramente los clastos y el cemento que está constituido por cristales de dolomita zonados (dolomía tipo III). Sección de Landete. La barra de escala son 0,5 mm.

Aunque para explicar la génesis de este tipo de dolomías megacristalinas han sido invocados diferentes modelos, el de «Mezcla de aguas» y el «Compactación-enterramiento» han sido normalmente los más aplicados (Lyle, 1977; Gorody, 1980; Jackson y Beales, 1967; Wang y Oldershaw, 1981). Las características que estas dolomías presentan en la Formación Dolomías de Landete nos inducen a pensar que el «Modelo de compactación-enterramiento» sería el más aplicable en este caso, pues por un lado las dolomías de tipo III posdatan los otros tipos de dolomías, incluidas las de tipo II, interpretadas anteriormente por un proceso de mezcla de aguas, y por otro, con exactamente las mismas fábricas, se encuentran en cavidades y brechas asociadas tanto a dolomías de tipo I como II; en el caso de su asociación con las de tipo I sería difícil de explicar cómo se produce la recarga de importantes acuíferos de agua dulce necesaria para el desarrollo de una zona importante de mezcla de aguas en un clima claramente árido (sabkhas). Una explicación relativamente sencilla para la fuente de  $\text{Mg } 2+$  durante este proceso tardío de dolomitización sería el flujo hacia la Formación Dolomías de Landete de salmueras de formación portadoras de  $\text{Mg } 2+$ , que se habrían producido por expulsión durante la compactación de las lutitas evaporíticas de la unidad estratigráfica adyacente y la suprayacente, mediante un proceso equivalente al considerado por Jodry (1969) o Mattes y Mountjoy (1980). De cualquier forma, el disponer en un futuro de datos geoquímicos y de elementos traza (Fe, Mn, Sr) dará mayor certidumbre a las interpretaciones.

Por último, la presencia de  $\text{Mn } 2+$  dentro de los cristales observada a partir del análisis con catodoluminiscencia indicaría unas condiciones reductoras en el fluido a partir del cual precipitaban estos cristales de gran tamaño; su condición normalmente euhedral indicaría un crecimiento lento propio de una tasa de precipitación baja. Estas características parecen más propias de una precipitación a partir de las salmueras de formación en una diagénesis de enterramiento profundo que de las aguas freáticas (mezcla de aguas marinas y meteóricas) las cuales presentan una mayor circulación.

#### Evolución de la dolomitización

En base a los datos petrográficos y texturales de los diferentes tipos de dolomías, así como teniendo en cuenta su posición dentro del contexto estratigráfico y de facies, se puede deducir la paragénesis u orden en el que se han producido los procesos de dolomitización (fig. 14). Gran parte de esta paragénesis ha sido ya avanzado al explicar la interpretación de cada uno de los tres tipos de dolomías separados, por lo que aquí únicamente se resumen de forma esquemática.



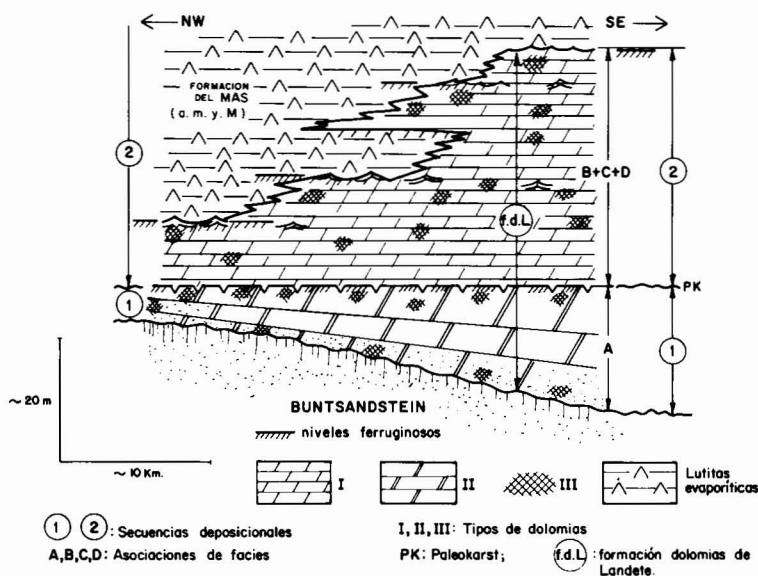


Fig. 14.—Distribución de los diferentes tipos de dolomías de la Formación Dolomías de Landete en relación con su arquitectura estratigráfica.

1. Rápida incursión marina y sedimentación de la asociación de facies A en el contexto de una rampa somera de alta energía.

2. Descenso del nivel del mar, emersión en la zona con desarrollo de un paleokarst sobre la asociación A. Recarga importante en los acuíferos de agua dulce y dolomitización por avance en el sentido de retirada del mar, de un frente de dolomitización por Mezcla de Aguas, el cual generaría las dolomías sacaroideas de tipo II.

3. Nueva incursión marina, seguida de regresión paulatina. Sedimentación de las asociaciones B, C y D y dolomitización penecontemporánea de éstas en un contexto de llanuras de marea-sabkhas produciéndose las dolomías tempranas (dolomicritas) de tipo I.

4. Enterramiento progresivo de la Formación Dolomías de Landete hasta profundidades relativamente altas, produciéndose la compactación de las lutitas evaporíticas adyacentes que habrían podido expulsar salmueras ricas en Mg  $2+$  que fluirían lentamente a través de la formación, produciendo el relleno de cavidades y la cementación de brechas dolomíticas con dolomías megacristalinas del tipo III, tanto en las asociaciones B, C y D como en la A. El enterramiento debió ser profundo, alcanzándose temperaturas relativamente altas, pues después de la sedimentación de la formación su enterramiento prosiguió al menos durante parte de Triásico medio, el Triásico superior y todo el Jurásico y no es hasta después de los movimientos Neokimmericos, hacia el límite Jurásico-Cretácico, cuando los materiales triásicos vuelven a aflorar en algunas zonas de la cadena Ibérica siendo fosilizados en discordancia por materiales del Cretácico

inferior. Lo que nos indicaría, teniendo en cuenta los espesores y sin contar la compactación, profundidades que superaron claramente los mil metros.

### Conclusiones

La Fm. Dolomías de Landete, definida por López en 1985 para el sector suroriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, corresponde a la unidad carbonática inferior de las dos que, separadas por una unidad siliciclástica, constituyen el Muschelkalk Ibérico.

Refleja el primer episodio transgresivo del Triásico medio, siendo precisamente en la zona estudiada donde se localiza el extremo más occidental de esta incursión. Esta transgresión fue aparentemente rápida, y las dolomías de Landete se apoyan de forma neta sobre los materiales arenosos de facies Buntsandstein que conservan la huella de procesos edáficos.

El estudio sedimentológico detallado ha permitido la identificación de 13 facies que se agrupan en cuatro asociaciones de facies, y cuya interpretación ha permitido detectar la existencia de dos etapas o impulsos distintos, en el episodio transgresivo ya mencionado. Ambas etapas están separadas por una superficie ferruginosa y de karstificación que representa una parada de la sedimentación y posterior instalación de suelos relacionada con la retirada del mar.

Durante la primera etapa de la evolución sedimentaria se produjo una rápida invasión marina instalándose una plataforma carbonatada tipo rampa, representada por la asociación de facies A dentro de un contexto transgresivo. La segunda etapa se produjo



por una nueva incursión marina desarrollándose una plataforma carbonatada de menor energía que la anterior y con diferentes subambientes de llanura de marea (asociaciones B, C y D); esta etapa refleja una tendencia general regresiva manifestada en pequeños impulsos.

En base a los datos petrográficos y texturales y teniendo en cuenta la posición dentro del contexto estratigráfico y de facies, se han podido diferenciar 3 tipos diferentes de dolomías, así como la paragénesis u orden en que se han producido los procesos de dolomitización; dichos procesos, siguiendo su orden paragenético, son los siguientes: mezcla de aguas, penecontemporánea en un contexto de llanura de marea-sabkha y enterramiento profundo.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto ID-452 de la C.A.I.C.Y.T.

Queremos agradecer la colaboración de Beatriz Bartolomé en la mecanografía, y de Carlos Sánchez en la delineación.

## Referencias

- Ahr, W. M. (1973): The carbonate ramp-an alternative to shelf model. *Gulf coast Assoc. Geol. Soc. Transactions*, 23, 221-225.
- Badiozoamani, K. (1973): The Dorag dolomitization model application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *J. Sed. Petrology*, 43, 965-984.
- Ball, M. M. (1967): Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *J. Sed. Petrol.*, 37, 556-591.
- Boulouard, Ch. y Viallard, P. (1971): Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 273, 2441-2444.
- Boulouard, Ch. y Viallard, P. (1982): Réduction ou lacune du Trias inférieur sur la bordure méditerranéenne de la Chaîne Ibérique: Arguments palynologiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 295, 803-808.
- Buffet, C. (1968): Recherches géologiques dans les environs de El Toril, province de Cuenca, Espagne Centrale. Diplôme d'études supérieures. Faculté des Sciences de Dijon, 82 págs.
- Bush, P. (1973): Some aspects of the diagenetic history of the sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. In: *The Persian Gulf-Holocene carbonate sedimentation and Diagenesis of a shallow epicontinental sea*. (B. H. Purser, ed.), Springer Verlag, New York, 395-409.
- Castillo, F. (1974): Le Trias évaporitique des bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca. *Bull. Soc. Geol. France*, 16, 49-63.
- Choquette, P. W. & Steiner, R. P. (1980): Mississippian non-supratidal dolomite, Ste Genevière limestone, Illinois Basin: evidence for mixed-water dolomitization. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (D. H. Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington, eds.). Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 28, 163-196.
- Garrido-Mejías, A. y Villena, J. (1977): El Trias germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 37-56.
- Gorody, A. W. (1980): Dolomitization and paleohydraulic history of the Lower Ordovician Mascot Formation, Upper Knox Group, in north central Tennessee. In: *Abstracts with Program*, Geological Society America, 12, 435.
- Hanshaw, B. C.; Back, W. & Deike, R. G. (1971): A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater. *Econ. Geology*, 66, 710-724.
- IGME (19730: Memoria y hoja geológica núm. 666 (Chelva). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. I.G.M.E., 26 págs.
- IGME (1974): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja núm. 636 (Villar del Humo). I.G.M.E., 38 págs.
- IGME (1975): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja núm. 664 (Enguidanos). I.G.M.E., 27 págs.
- Illing, G. U.; Wells, A. J. & Taylor, C. M. (1965): Pencon-temporary dolomite in the Persian Gulf. In: *Dolomitization and Limestone Diagenesis* (Pray & R. C. Murray, eds.). Soc. econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 13, 89-111.
- Jackson, S. A. & Beales, F. W. (1967): An aspect of sedimentary basin evolution: The concentration of Mississippi-Valley-type ores during late stages of diagenesis. *Canadian Soc. Petroleum Geol. Bull.*, 15, 383-433.
- James, N. P. (1979): Shallowing-upwards sequences in carbonates. In: *Facies Models* (R. G. Walker, ed.) Geol. Assoc. Canada. Reprint series, 1, 109-119.
- Jodry, R. L. (1969): Growth and dolomitization of Silurian Reefs, St. Clair County, Michigan: *Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, 52, 957-981.
- Land, L. S. (1973): Contemporaneous dolomitization of Middle Pleistocene reefs by meteoric water, North Jamaica. *Bull. Marine Sci.*, 23, 64-92.
- Lapparent, A. F. de; Montadert, L. y Pentecotee, R. (1957): Observations géologiques nouvelles entre Chelva et Benageber (province de Valencia, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 244, 1386-1389.
- López, J. (1985): *Sedimentología y estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos del sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva de Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia)*. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 11, 344 págs.
- López, J.; Arche, A. y Doubinger, J. (1985): Las facies Buntsandstein entre Cañete y Talayuelas (provincia de Cuenca): Características sedimentológicas y asociaciones palinológicas. *Rev. española Micropaleon.*, 17, 93-112.
- Lyle, J. R. (1977): Petrography and carbonate diagenesis of the Bonnetterre Formation in the Viburnum Trend Area, Southeast Missouri. *Econ. Geology*, 72, 420-434.
- Mattes, B. W. & Mountjoy, E. W. (1980): Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette Buildup, Jasper National Park, Alberta. In: *Concepts and Models of Dolomitization*. (D. H. Zenger, J. B. Dunham). *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 28, 259-297.
- McKenzie, J. A.; Hsü, K. J. & Schneider, J. F. (1980): Movement of subsurface waters under the sabkha. Abu Dhabi: UAE, and its relation to evaporative dolomite genesis: In: *Concepts and Models of Dolomitization*. (D. H. Zenger, J. B. Dunham & R. L. Ethington, eds.) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., 28, 11-30.
- Patterson, R. J. & Kinsman, D. J. J. (1981): Hydrologic framework of a sabkha along Arabian Gulf. *Amer. Assoc. Petroleum. Geol. Bull.*, 65, 1457-1475.
- Patterson, R. J. & Kinsman, D. J. J. (1982): Formation of diagenetic dolomite in a coastal sabkha along Arabian (Persian) Gulf. *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 66, 28-43.
- Radke, B. M. & Mathis, R. L. (1980): On the formation and occurrence of saddle dolomite. *J. Sed. Petrology*, 50, 1149-1168.

- Read, J. F. (1985): Carbonate platform facies models. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69, 1-21.
- Visscher, H.; Bugman, W. A. y López Gómez, J. (1982): Nota sobre la presencia de una palinoflora triásica en el supuesto Pérmico del Anticlinorio de Cueva de Hierro (Serranía de Cuenca). *Rev. Española Micropaleon.*, 14, 315-322.
- Viallard, P. (1973): *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sudoccidentale*. Tesis Doctoral. Univ. Paul Sabatier. Toulouse, 445 págs. Inédita.
- Virgili, C.; Sopeña, A.; Ramos, A. y Hernando, S. (1977): Problemas de la cronoestratigrafía del Triás en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 57-88.
- Virgili, C. (1987): Problemática del Triásico y Pérmico superior del Bloque Ibérico. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11, 39-52.
- Wong, P. K. & Oldershaw, A. (1981): Burial Cementation in the Devonian, kaybob Reef Complex, Alberta, Canada. *J. Sed. Petrology*, 51, 507-520.

Recibido el 9 de enero de 1988

Aceptado el 7 de junio de 1988