

HISTORIA GEOLOGICA DE LA ZONA DE LA CARRETERA DE CAUDIEL-HIGUERAS

JOSE EMILIO CORTES NEMESIO

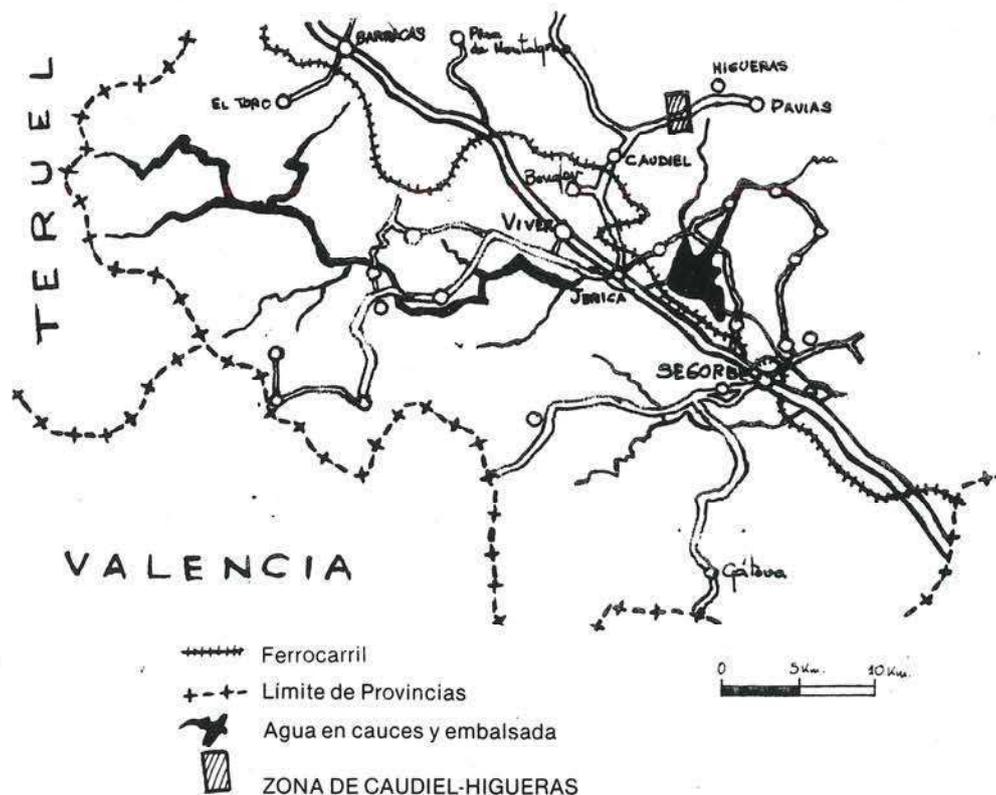
LOCALIZACION GEOGRAFICA

La Zona de estudio se encuentra dentro de la Provincia de Castellón de la Plana, más concretamente cerca del extremo SO. de dicha provincia, en la comarca del Alto Palancia.

El acceso por carretera sólo es posible a través de una trayectoria. Esta es, desde Segorbe, por la N-234 hasta la localidad de Jérica. Una vez allí, se toma el desvío de la Comarcal de Caudiel, hacia el Norte. Unos po-

cos kilómetros después de Caudiel, en la carretera de Montán aparece una "carretera de comunicación" hasta Higueras y posteriormente Paviás, con dirección NE., que atraviesa la Sierra de Espadán, hasta Torralba del Pinar y Ayódar.

Los materiales estudiados se encuentran entre las localidades de Caudiel y de Higueras. Por lo tanto, la Zona en cuestión ha sido denominada "ZONA DE CAUDIEL-HIGUERAS".



INTRODUCCION

El fin de todo estudio estratigráfico, sedimentológico, y por tanto también el de ambos compaginados, es el conocimiento lo más perfecto y en detalle posible de la cuenca sedimentaria. Es decir, del recinto natural donde tuvo lugar el fenómeno, tan conocido para los geólogos, de la sedimentación.

Es importante establecer las dimensiones de la cuenca y su emplazamiento geográfico, pero no es este el objetivo fundamental, o al menos no es el único.

Los agentes de erosión y transporte, el tipo o los tipos de sedimentación, la profundidad de la cuenca, la acción de los organismos vivos, las fluctuaciones del nivel del mar, ya no sólo variaciones de origen mareal, sino de tipo eustático, etc., son primordiales, a tener en cuenta a la hora de reconstruir el ambiente o MEDIO SEDIMENTARIO.

En definitiva se trata de obtener el tipo de sedimentación que imperó en un lapso determinado de tiempo, y en un espacio (paleogeografía) también determinado para ese tiempo.

La zona estudiada, que ha dado origen a este artículo, está perfectamente situada en el tiempo, tanto inferior como superiormente. Corresponde a materiales comprendidos entre el Hettangiense (LIASICO, JURASICO INFERIOR) y Kimmeridgiense superior-Portlandiense, en Facies Purbeck o Purbeckiense (MALM, JURASICO SUPERIOR)¹.

Este párrafo anterior sería lo que se desprende directamente de un estudio estratigráfico y paleontológico, cobrando especial relevancia el aspecto paleontológico. Mediante el estudio de los fósiles que encierran los estratos podemos determinar la edad de los mismos. Obsérvense que en

geología la edad absoluta, más bien carece de importancia en sí misma.

Es mucho más manejable, rápido y eficaz conocer la antigüedad o modernidad de unos estratos, o formaciones de ellos, con respecto a otros con los que se pueden comparar. Es decir, se utiliza el método de la cronología relativa.

El siguiente paso, y seguramente el más polémico cuando se entra en profundidad, es el de averiguar el entorno sedimentario que existía en esta zona de CAUDIEL-HIGUERAS entre el Hettangiense y el Purbeckiense.

Un dato importante a este respecto es proporcionado por los mismos fósiles que anteriormente nos dataron los materiales. Una primera división y selección del tipo de medio apropiado vendría como respuesta a la pregunta de ¿son continentales o marinos los antiguos organismos de esta cuenca sedimentaria? Otras posibles preguntas son: Las formas o facies bajo las que se presentan estas rocas ¿son propias de medios marinos o continentales?, ¿son las estructuras sedimentarias típicas de uno u otro medio?, ¿la geometría de todo el conjunto de estratos responde a la que se podría formar en uno o en el otro medio?

Si sabemos contestar a estos interrogantes, sabremos, en principio, clasificar el tipo de medio sedimentario que imperaba en esa zona.

Sus fósiles son totalmente propios del ambiente marino (braquiópodos, moluscos [ammonites], equinodermos, crinoides, esponjas, radiolarios, etc.).

Sus litologías y facies están constituidas esencialmente por carbonatos (calizas y dolomías) de origen marino; y las estructuras sedimentarias, aunque la geometría de las facies no está puesta de manifies-

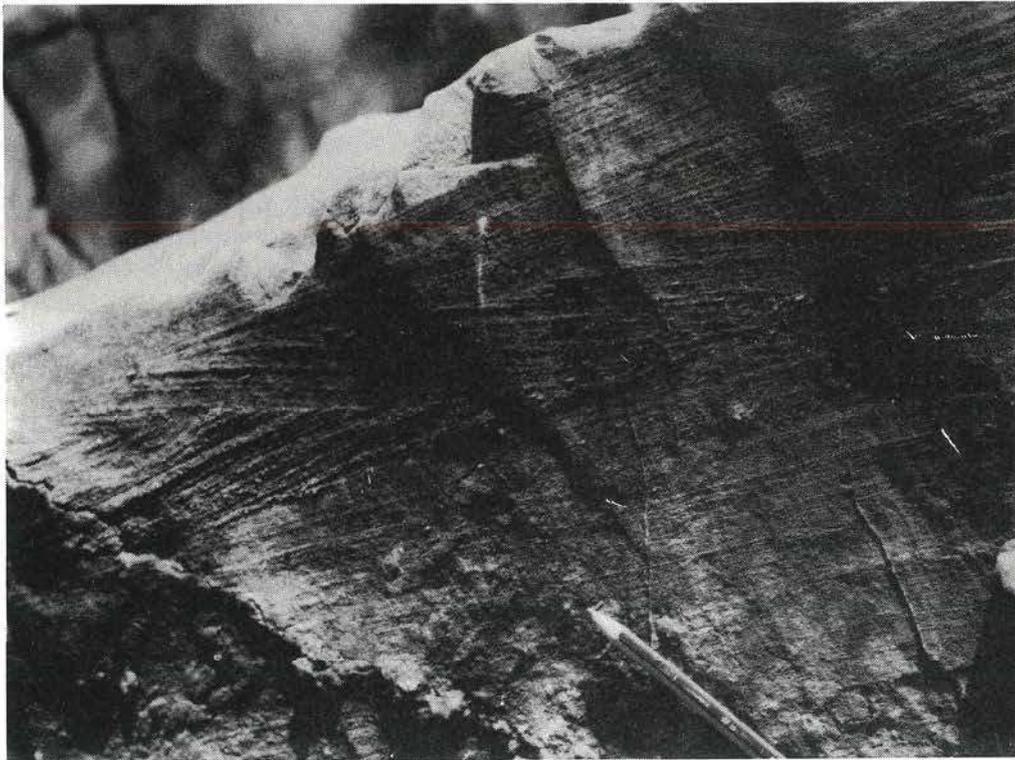
to claramente, responden a distintos subambientes de este medio.

La litología carbonatada y las estructuras sedimentarias, como tales, no son exclusivas del medio marino. Los carbonatos pueden aparecer en niveles de colmatación de ambientes lacustres (continentales); en cuanto a las estructuras sedimentarias de origen mecánico son prácticamente comunes, unas en mayor medida que otras, a todos los medios sedimentarios terrestres.

Por lo tanto, lo que ha tenido un papel fundamental en la distinción, son los organismos y las estructuras orgánicas que ellos han originado (estromatolitos y mallas de algas, formación de colonias, perforaciones

del sustrato, etc.), apoyados por la no excepcionalidad de la litología y de las estructuras mecánicas para este tipo de medio.

Es de destacar otro factor importante dentro de la sedimentación de estos carbonatos marinos, y es la intercalación de un nivel "piroclástico" hacia la mitad de la serie, en el JURASICO MEDIO, como resultado de una actividad volcánica submarina de tipo fisural durante este período de tiempo. En el siguiente capítulo dedicado a la Estratigrafía conoceremos más en detalle este nivel interestratificado, que petrológicamente se encuadra dentro de las rocas de origen vulcanosedimentario, con los términos TOBA y CINERITA².



Laminación cruzada y paralela en biocalcarenitas, de edad probablemente Pliensbaquiense. Tramo 6 de la columna estratigráfica.

ESTRATIGRAFIA

La zona presenta un desarrollo bastante completo de todo el Jurásico desde las carniolas del Hettangiense hasta el Kimmeridgiense superior y Portlandiense.

Se ha realizado un corte geológico a lo largo de la carretera, que atraviesa perpendicularmente el afloramiento. Hay que señalar que en la totalidad de éste, las capas siguen una dirección aproximada y generalizable N-S, con un buzamiento igualmente generalizable de unos 35-40° Oeste.

De muro a techo se han distinguido los siguientes tramos:³

1. Carniolas basales, masivas de 100 m. aproximadamente de espesor, con colapsobrechas e importantes fenómenos de disolución.
2. Ventiún metro de calizas microcristalinas, dolomíticas en la base, y bien estratificadas y micríticas en el resto. Hacia la mitad y techo hay tramos oolíticos, intraclásticos, y hacen su aparición los braquiópodos.
3. Quince metros de calizas tableadas alternantes con tramos margosos, frecuentemente nodulosos. Se intercalan finas hiladas de bivalvos filamentosos.
4. Cuatro metros de dolomías rojizas masivas, localmente laminadas.
5. Veinte-veinticinco metros de calizas microcristalinas en hiladas bioclásticas con algunos tramos laminados. Estratificación de tableada a capas de 20-30 cm.
6. Ocho metros de biocalcarenitas con nódulos de sílex, localmente laminadas, incluso con estratificación cruzada. Contienen fragmentos de equinodermos, lagénidos, ostrácodos, *Vidalina martana*, *Marginulina* sp., *Dentalina* sp., etc.
7. Nueve metros de calizas arcillosas microcristalinas, con varias capas de estructura interna laminada.
8. Dieciséis metros de calizas micríticas y pelmicríticas en capas de 0'4-1 m., con hiladas de abundantes braquiópodos silicificados.
9. Seis metros de calizas con nódulos de sílex, ricas en fragmentos de crinoides.
10. 9'5 m. de calizas con crinoides, en bancos de 25-50 cm., con intercalación de pequeños braquiópodos silicificados.
11. Trece metros de calizas microcristalinas en bancos de 50 cm., con niveles ricos en crinoides.
12. Quince metros de alternancia de calizas de crinoides en capas de 30-40 cm. con margas y arcillas de 1'5-2 cm., que contienen corales y crinoides.
13. Once metros de calizas microcristalinas en capas de 25 cm. Contienen crinoides, microforaminíferos, radiolarios y espículas de esponjas.
14. 3'5 metros de calizas en capas potentes con juntas onduladas. Presentan hacia la parte superior grandes ammonites.
15. Nivel de condensación de fauna con oolitos ferruginosos, de pocos centímetros de espesor, seguido de espesores variables (desde muy pocos cm hasta 4'5 m) de un horizonte oolítico ferrífero, o calizas rojizas ocupadas casi totalmente por dichos oolitos.

En este tramo se ha encontrado abundante fauna, concretamente de ammonites, presentada por ORTI CABO-SANFELIU en 1970, y clasificada por la Doctora Asunción LINARES del Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada.

Está constituida por los siguientes géneros: Macrocephalites, Hecticóceras, Reineckeia, Reineckeits, Sowerbyceras, Ptychophyllóceras, Properisphinctes, Lunulóceras, Perisphinctes, Paraecotraustes, Bomburites, Choffatia.

Estas formas con sus respectivas especies caracterizan la parte superior del Calloviense inferior, que predominan sobre las del Calloviense medio.

16. Tres-cuatro metros de calizas con esponjas, localmente con abundantes oolitos ferruginosos en el primer metro basal.
17. Catorce metros de calizas microcristalinas con belemnites, localmente algo bioclásticas.
18. Quince metros de margas y arcillas con alguna intercalación de calizas margosas.
19. Ochenta-noventa metros de calizas microcristalinas en capas poco potentes, con intercalaciones de calizas margosas hojosas en las juntas de estrato. Los últimos 10-15 m. corresponden a margas y margocalizas semejantes a las del tramo anterior.
20. Calizas oncolíticas con indicios de silicificación.

J.J. GOMEZ FERNANDEZ en su Tesis Doctoral "EL JURASICO EN FACIES CARBONATADAS DEL SECTOR LEVANTINO DE LA CORDILLERA IBERICA" (1979), ha introducido un estudio realizado en colaboración con Antonio GOY GOY en 1977, y presentado en el VIII CONGRESO NACIONAL DE SEDIMENTOLOGIA celebrado en OVIEDO, "Estudio de las facies relacionadas con un montículo volcánico de CAUDIEL".

En él, han realizado 26 cortes de detalle, en dirección NO-SE, desde la Carretera de Caudiel-Higuera hasta unos 900 o 1.000 m hacia el NE, justo

donde tiene lugar el acuñamiento septentrional del nivel volcánico. (Ver fig. 2).

Los cortes comienzan a este nivel, y terminan en el nivel de esponjas.

Ha distinguido 8 unidades, que de base a techo son:

1. **UNIDAD BASAL** de calizas micríticas fosilíferas con: Ludwigia (Brasilia), Staufenia, Ancolióceras, de EDAD AALENIENSE (Zona de Murchisonae).

2. **ROCAS VOLCANICAS.**

3. **UNIDAD DE CALIZAS CRINOIDALES.** Calizas de color gris, con tintes ocre y rojizos, compactas y de aspecto noduloso. La estratificación es irregular y son frecuentes los canales de erosión, en los cuales se observa gran cantidad de crinoides.

En la base de esta unidad se ha encontrado: Sonninia, Stephanóceras (Skirróceras), de EDAD BAJOCIENSE INFERIOR.

4. **UNIDAD DE CALIZAS CRINOIDALES CON NODULOS DE SILEX.** Calizas con crinoides de color gris con tintes rojizos, compactas y de aspecto noduloso, con abundantes nódulos de sílex.

A techo se ha encontrado: Stephanóceras, Chondróceras, Sphaeróceras, Normanites, de EDAD BAJOCIENCE (Zona de Humphriesianum).

5. **UNIDAD DE CALIZAS CON MICROFILAMENTOS.** Calizas compactas de color gris con tintes ocre y rojizos. Presentan a veces aspecto noduloso. Se ha encontrado: Procerites, Oxycerites, Cadomites, de EDAD BATHONIENSE.

A techo aparece una costra ferruginosa de varios cm. de espesor, muy continua en la Ibérica, que contiene bastante fauna: Macrocephalites, Dolikephalites, Reineckeia-

tes, Hecticóceras, Holcophyllóceras, Choffatia (Grossouvria), Idóceras (Elatmites), de EDAD CALLOVIENSE INFERIOR (Zona de Grácilis).

6. UNIDAD DE CALIZAS CON OOLITOS FERRUGINOSOS INFERIORES.

Son calizas rojas a veces amarillentas y grises con abundantes oolitos ferruginosos. Aparecen ammonites y belemnites: Macrocephalites, Reineckeites, Grossouvria, de EDAD CALLOVIENSE INFERIOR (Zona de Grácilis).

A techo aparece: Macrocephalites, Oxycerites, Cadomites, Hecticóceras, Flabellisphinctes, Choffatia (Choffatia), Choffatia (Grossouvria), Indosphinctes (Indosphinctes), de EDAD CALLOVIENSE MEDIO.

7. UNIDAD DE CALIZAS CON OOLITOS FERRUGINOSOS SUPERIORES.

Calizas grises y rojas con oolitos ferruginosos relativamente escasos (dispersos) o muy abundantes, concentrándose en superficies irregulares, lo que le da un aspecto amigdaloides. Existen también frecuentes secciones de esponjas.

No se ha encontrado fauna característica en estos niveles, pero se le atribuye una edad de Oxfordiense medio y/o Oxfordiense superior.

8. UNIDAD DE CALIZAS CON ESPONJAS.

Son calizas grises, a veces con tonos rojizos, de aspecto noduloso. Son muy abundantes las secciones de esponjas. Se han encontrado ammonites: Perisphinctes (Dichotomóceras), bifurcatoides ENAY, Perisphinctes (Dichotomóceras), bifurcatus QUENST, de EDAD OXFORDIENSE SUPERIOR (Zona de Bifurcatus).

El último de los cortes de J.J. GOMEZ es completo desde la base del Lías, hasta el Oxfordiense. Se ha rea-

lizado a cerca de 1 Km. del que se presenta al principio de este capítulo. En él ha encontrado unas calizas arcillosas y bioclásticas con Aulacothyris sp., que marcan una edad de Toarciense⁴.

De forma aproximada, estas calizas se podrían incluir en los tramos 7 y 8 del corte expuesto. Asimismo, la UNIDAD BASAL, podría corresponder muy a groso modo a los tramos 10, o base del 11.

Así:

El tramo 1 correspondía posiblemente al Hettangiense. Los tramos 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 8 al conjunto Sinemuriense-Pliensbaquiense y probablemente al Toarciense.

Los tramos 9, 10, 11, 12 y 13 al conjunto Aaleniense-Bajociense. El tramo 14 al Bathoniense-Calloviense inferior. El 15 al Calloviense inferior y medio. Los tramos 16 y 17 al Oxfordiense medio y superior. El 18 al Kimmeridgiense inferior. El 19 al Kimmeridgiense inferior-medio. Y el 20 al Kimmeridgiense medio-superior. (Ver fig. 1).

Ya hemos visto que en la adaptación cronológica de los tramos faltan algunos pisos. Concretamente el Calloviense superior, y es posible que también los primeros niveles del Oxfordiense basal.

Por otra parte, existen niveles condensados que indican ciertas irregularidades sedimentarias.

Los motivos que podrían explicar éstas, son:

1. No deposición de tales tramos.
2. Depósito, pero con erosión posterior, antes de la diagénesis y compactación del sedimento, que originará la roca sedimentaria.
3. Interpretación incorrecta de los niveles como pertenecientes a tales pisos, o imposibilidad de diferenciación de los mismos.

Parece ser que mediante zonación por ammonoideos ha quedado bien clara la interpretación de los pisos. Todo parece indicar que estamos ante un episodio erosivo del sedimento depositado en el fondo marino. Es decir, habría un paro en la sedimentación. A la misma razón de no sedimentación se añadiría la mencionada erosión y removilización del fondo. Cuando las condiciones de sedimentación normales ya se han restablecido el resultado es un plano de estratificación o superficie de erosión endurecida (hard ground) y perfectamente distinguible de los estratos sub- o suprayacentes. Más aún, si tenemos en cuenta, que estos períodos de endurecimiento del fondo van acompañados de enriquecimientos minerales (oolitos y costras ferruginosas), a veces de colores llamativos. A todo esto se añadiría una gran concentración de fauna condensada y mineralizada.

Si la erosión se hace más patente, puede no quedar ningún vestigio del sedimento, llegando a haber una laguna estratigráfica.

Estas irregularidades sedimentarias del Calloviense son observables en otros puntos, y parece un fenómeno bastante generalizado en toda la Cordillera Ibérica, o al menos en algunos sectores de la misma⁵.

En cuanto a la intercalación piroclástica, su edad se hace coincidir con la edad de su base estratigráfica, independientemente de su extensión vertical (temporal).

Así pues, está enmarcada inferiormente entre las calizas del Aaleniense-Bajociense inferior —siendo esta su edad verdadera—, superiormente presenta variaciones locales situándose a veces directamente bajo la costa ferruginosa del Calloviense inferior, o calizas del Bathoniense; y otras algo inferiormente dentro del

Bajociense (ver fig. 1), apareciendo aquí a techo de la intercalación un enriquecimiento en nódulos de sílex (UNIDAD 4 DE GOMEZ) de formas arriñonadas y orientación paralela a la estratificación, individualizados o fusionados en lechos cuando existen en gran densidad.

El origen de esta sílice parece estar en estrecha relación con los materiales volcánicos. La sílice liberada es fijada por los fangos calcáreos marginales y por posteriores suprayacentes.

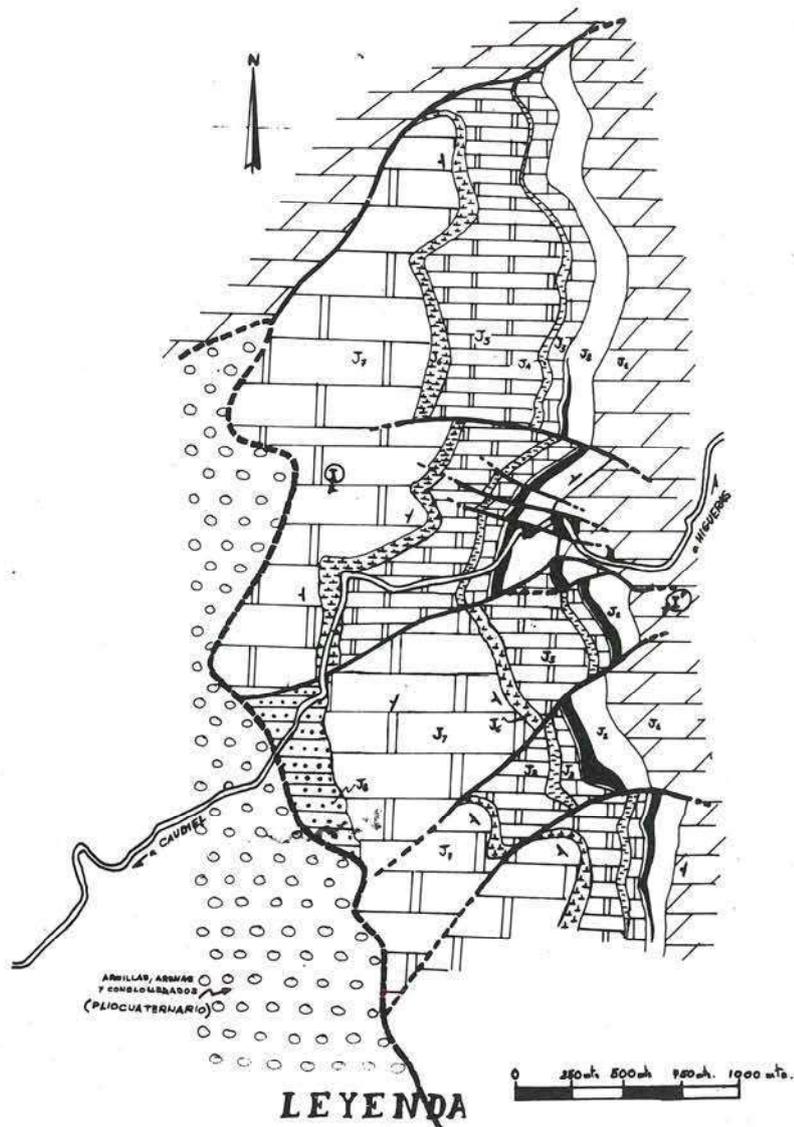
Es de destacar también un mayor enriquecimiento en Fe (en la UNIDAD 6 de GOMEZ) en el Calloviense inferior, justo cuando el nivel volcánico se sitúa inmediatamente por debajo del mismo. Esto se pone de manifiesto de forma más patente hacia el S., por debajo de la carretera, donde parece que existen indicios de alguna antigua explotación.

Respecto a los materiales volcánicos en sí, son tobas con escasa selección granulométrica, que forman bancos bien cementados con disyunción bolar típica.

Están bastante alteradas y en lámina délgada, los minerales se reconocen con dificultad⁶.

Hay que señalar la presencia de conductos o chimeneas (ver fig. 2, al E. del nivel volcánico principal). La deducción de su carácter filoniano se debe a la discordancia con respecto a los materiales calcáreos a los que atraviesa, observándose un "requemado" de las calizas encajantes, así como algunas brechas en el contacto con las mismas.

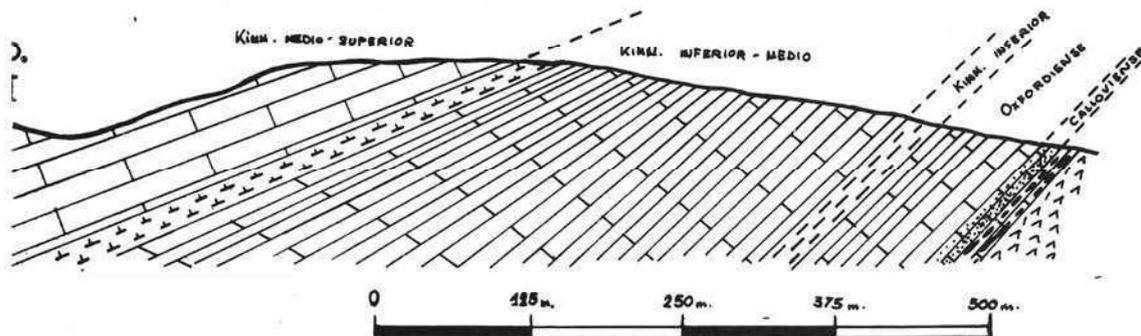
Petrológicamente deben ser similares al nivel superior principal interestratificado, encontrándose muy alteradas. Evidentemente se enclavan en materiales inferiores estratigráficamente.



LEYENDA

J ₈		Alternancia de calizas, areniscas y margas (KIMBERIDGIENSE SUPERIOR - PARTAUDIENSE)	J ₅		Calizas con secciones de espinosas (OXFORDIENSE)
J ₇		Calizas bioclásticas y arenolíticas (KIMBERIDGIENSE MEDIO - SUPERIOR)	J ₆		Micas volcánicas Calizas bioclásticas, con espinas ferruginosas y nódulos de sílice (CALLOVIDIENSE - BATHONIENSE - BAFOCIENSE - AALBURGIENSE)
J ₆		Margas y margocalizas (KIMBERIDGIENSE INFERIOR - MEDIO)	J ₁		Calizas bioclásticas, ceritulas y dolomías. (TOARNIENSE - PLIENSABURGIENSE - SINEMURGIENSE - HERTANGIENSE)
J ₅		Calizas labradas (KIMBERIDGIENSE INFERIOR - MEDIO)		FALLAS	
J ₄		Margas (KIMBERIDGIENSE INFERIOR)		CONTACTO DISCORDANTE	
				CONTACTO CONCORDANTE	
				CONTACTO MECÁNICO (FALLA)	
				FALLA SUPUESTA	
				BUEZAMIENTO	
				CORTE GEOLÓGICO (Fig 3)	

Fig. 2. Cartografía geológica.



La extensión horizontal del afloramiento del nivel volcánico intercalado se puede calcular en unos 5 Km. en dirección aproximadamente N-S, si bien, seguramente este no sería un valor real, puesto que la tectónica ha jugado hundiendo y levantando bloques, lo que implica un aumento o disminución del valor de la extensión inicial, de acuerdo con el movimiento de fracturación y su relación con la posición espacial de los materiales volcánicos.

SEDIMENTACION. HISTORIA GEOLOGICA

El ciclo sedimentario Jurásico comienza con una fase transgresiva, cesando por tanto las condiciones evaporíticas de finales del Triásico, que sin embargo todavía se conservan en los primeros sedimentos del mar transgresivo. (Retiense-Hettangiense).

Paulatinamente se instaure una fase carbonatada de carácter microcristalino (Sinemuriense-Pliensbaquiense), en un mar somero sometido a fuertes irregularidades y desequilibrios del fondo.

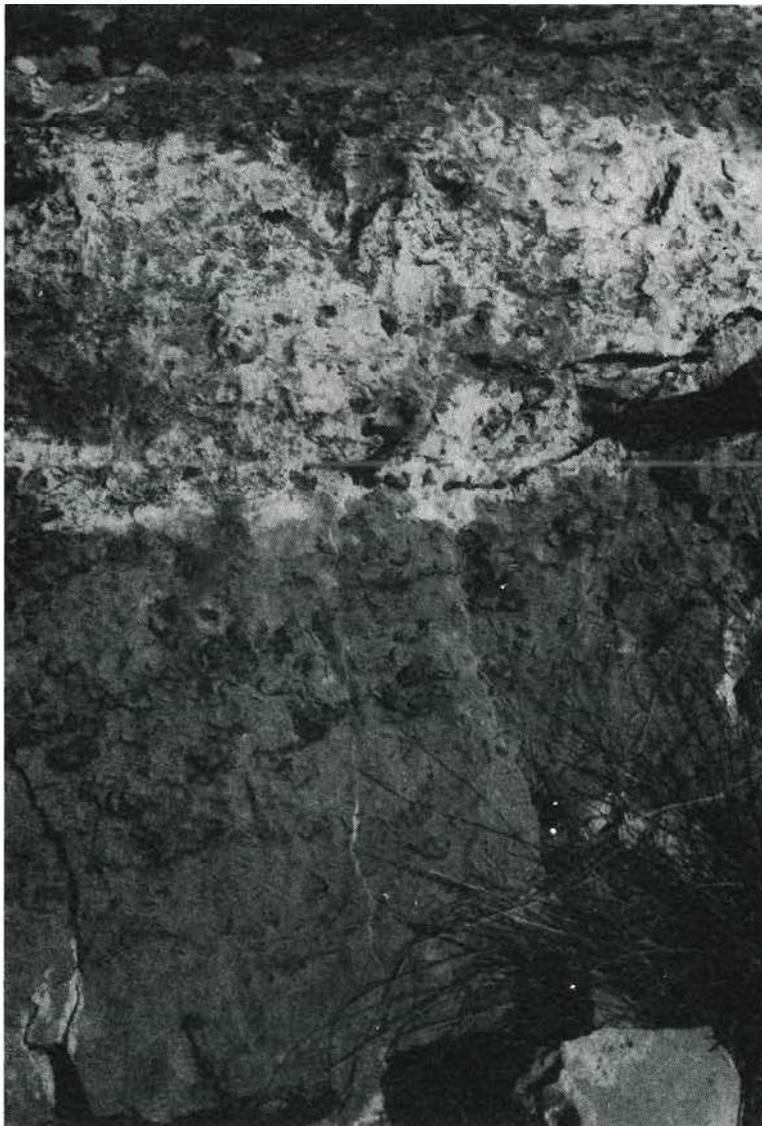
Durante el Bajociense-Callovien- se, el ciclo se desarrolla en condiciones más uniformes y profundas caracterizadas por sedimentos muy finos, en facies de filamentos.

Sin embargo, durante el Calloviense tiene lugar el fenómeno erosivo explicado en el capítulo anterior, que de alguna forma implica una instauración de una menor profundidad, alcanzando también al Oxfordiense, que se presenta con concentraciones de esponjas y juntas de estratos de aspecto grumoso, que caracterizan condiciones de agitación del fondo y relativamente poca profundidad.

Ya en el Oxfordiense superior se restablece una batimetría semejante a la que imperaba en el Bajociense-Bathonien- se, alcanzando progresivamente su máximo en las margocalizas del Kimmeridgiense basal o inferior.

Tiene lugar una variación eustática del mar y se produce la mayor sedimentación rítmica carbonatada del Jurásico en el Kimmeridgiense inferior-medio, que culmina con una sedimentación margoarcillosa y margo- calcárea.

Posteriormente una nueva pulsación del nivel del mar (o elevación del fondo de la cuenca) instaure una se-



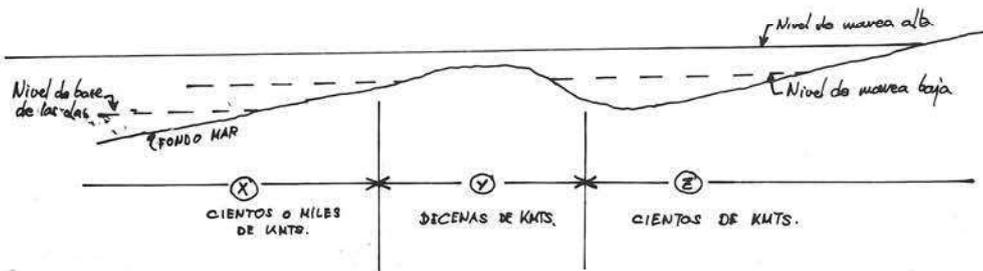
Calizas
con abundantes
braquiópodos
silicificados.
Tramo 8
de la columna
estratigráfica.

José-Emilio Cortés -

En 1965, IRWIN propuso una teoría general de sedimentación carbonatada de plataforma.

Dentro de las secuencias de calizas de plataforma es posible definir tres facies sedimentarias mayores, que pasan lateralmente unas a otras desde el centro de la cuenca hasta su borde de la siguiente manera:

1. Calcilutitas, pasando a través de biomicritas con fósiles completos a:
2. Calcarenitas (esqueléticas y oolíticas) pasando a través de calizas finas (micríticas) a:
3. Calizas pelletoidales, dolomías microcristalinas y evaporitas.



En la parte más profunda de la cuenca, por debajo del nivel de base de las olas se sedimentará por decantación un fino lodo laminado. La fauna se conservará "in situ" y completa, por lo general. Estas condiciones pueden existir sobre miles de kilómetros cuadrados. Irwin la llamó ZONA (X).

Hacia el continente dominarán las condiciones de fondo turbulentas a partir de la línea en que el nivel de base de las olas toca el fondo marino. El lodo calcáreo será arrastrado y las conchas carbonatadas rotas y reducidas a arenas esqueléticas. Se pueden

formar oolitos. Estos depósitos se acumulan en barreras y barras. A estas arenas de carbonatos limpias las llamó XONA (Y).

A diferencia de las grandes áreas de la zona (X), esta facies aparecerá en un cinturón paralelo a la costa de sólo unas decenas de kilómetros de anchura.

Más allá de estas arenas de barrera de alta energía el fondo marino sigue ascendiendo lentamente. Las condiciones de "lagoon" dominan en estas aguas de carácter restringido y baja energía.



Calizas con nódulos de sílex. Tramo 9.

Se caracterizan por arenas esqueléticas y de "pellets" fecales que, puesto que se depositaron en unas condiciones mucho más tranquilas que las de barrera, son micríticas.

Hacia tierra pasan a llanuras mareales con limos de carbonatos laminados, a veces bioturbados donde se pueden formar si la salinidad es alta, dolomías y evaporitas (ha habido muchas discusiones sobre si estas dos últimas precipitan directamente al fondo del "lagoon" o se deben a reemplazamiento penecontemporáneo del lodo calcáreo).

A esta última facies de calizas "pelletoidales", dolomías y evaporitas la llamó ZONA (Z).

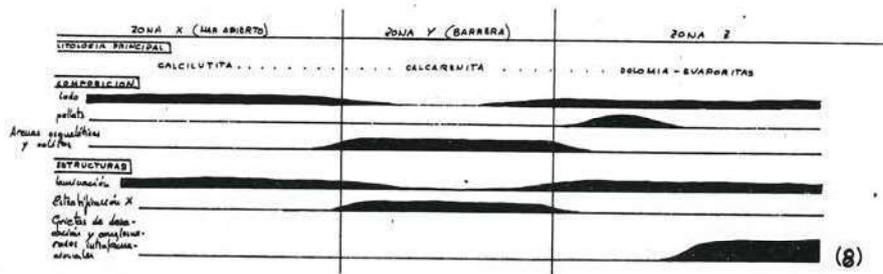
intermareal (laminación cruzada y paralela).

TRAMOS 8, 9, 10.— Zona de energía relativamente alta con acumulación de conchas rotas, con influencia de la acción del oleaje.

TRAMOS 11, 12, 13.— Sedimentación fina y en condiciones tranquilas de fondo relativamente profundo. Se observan desarrollos corales, y abundancia de crinoides que hacen suponer un ambiente pararecifal.

TRAMO 14.— Zona más estable, uniforme y profunda (sedimentos finos con ammonites bien conservados).

TRAMOS 15, 16.— Inestabilidad del



Haciendo un nuevo recuento de las facies del afloramiento de Caudiel-Higueras se puede resumir:

TRAMO 1.— De influencia evaporítica (fenómenos de disolución, huecos, etc.).

TRAMOS 2, 3, 4, 5.— Propios de una sedimentación marina restringida con acumulación de conchas y materiales finos, tal vez con protección del mar abierto. Sería equiparable a un subambiente de "lagoon".

TRAMOS 6, 7.— Sedimentación costera típica de playa o de barrera, con abundante porcentaje de arenas. En cualquier caso bajo la influencia del oleaje en la zona

fondo traducida probablemente en un descenso del nivel del mar, con actuación de corrientes (oleaje, o influencia cercana del mismo) que erosionan, removilizan y condensan los organismos (HARD GROUND).

TRAMO 17.— Consolidación progresiva de las condiciones de profundidad del fondo con máximo en el tramo 18. Sedimentación propia de plataforma marina abierta.

TRAMO 19.— Repetición de las condiciones de los tramos 17 y 18.

TRAMO 20.— Igual a los tramos 11, 12, 13; incluso como 8, 9 y 10.

TRAMO 21.— Semejante en litología

y condiciones a los tramos 6 y 7, pero seguramente con influencias detríticas continentales más o menos lejanas.

TRAMO 22.— Sedimentos de ambiente costero detrítico (costas detríticas, deltas).

Observamos una variación de facies según el modelo de sedimentación de IRWIN para plataformas, pero en sentido vertical, es decir con el incremento de la variable tiempo.

Para un mismo punto de la cuenca sedimentaria (punto geográfico), y de base a techo pasamos de unas facies típicamente costeras hasta otras de ambiente profundo, con un máximo en el Kimmeridgiense inferior-medio aproximadamente. A partir de aquí, y siguiendo la acumulación vertical de estratos pasamos de facies profundas hasta otras más someras, y de influencia claramente continental.

Evidentemente existe también una variación lateral que no es puesta de manifiesto en un afloramiento único de la cuenca sedimentaria. Es decir, que los tramos 6 y 7 en facies costeras típicas en CAUDIEL-HIGUERAS, hacia el centro de la cuenca (quizá a varios kilómetros de distancia) pasarán a sedimentos de plataforma marina abierta de mayor profundidad.

Hacia el O. y S.O. del lugar cartografiado, en las proximidades de Saçañet, y en la Estación de Torás, aparece una unidad característica consistente en una ritmita calcáreo-arcillosa de tonos amarillentos, en capas de 10-20 cm., con una potencia total de unos 10-15 m.

Presenta una gran riqueza en fauna, tanto de ammonites, como de braquiópodos, que la sitúan dentro del Toarciense.

ADAPTACION AL MODELO DE IRWIN

TRAMOS 1-5 ... ZONA (Z)
 TRAMOS 6-7 ... ZONA (Y)
 TRAMOS 8-19 ... ZONA (X)
 TRAMO 20 ... ZONA (X)
 TRAMO 21 ... ZONA (Y)
 TRAMO 22 ... ZONA (Z)

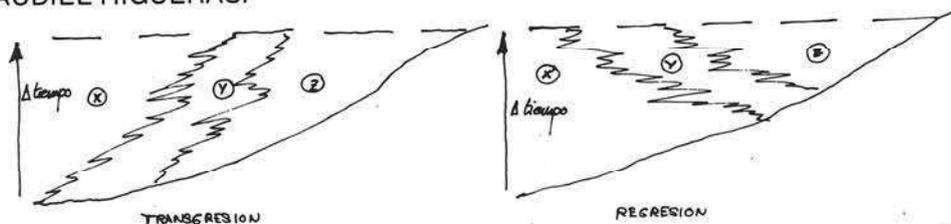
Ahora bien, el hecho de que por ejemplo los tramos 6 y 7 correspondientes al Pliensbaquiense, pertenezcan a la ZONA (Y), o que el Oxfordiense superior (tramo 17) pertenezca a la ZONA (X) de IRWIN, no quiere decir más que el Oxfordiense superior, y el Pliensbaquiense pertenecen a tales zonas o facies en el afloramiento de CAUDIEL-HIGUERAS.

TRANSGRESION

REGRESION

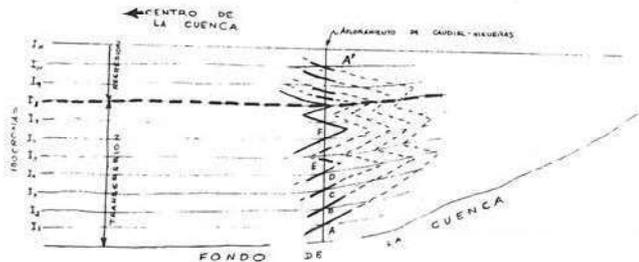
Tendríamos aquí un piso en facies distinta, y caracterizado por una batimetría de mayor profundidad, de la que encontramos en nuestro afloramiento presentada en facies de biocalcarenitas laminadas y calizas bioclásticas.

Así:



Si tenemos en cuenta que la sedimentación marina Jurásica se caracteriza por la superposición de dos subciclos, uno transgresivo y otro regresivo posterior, durante el lapso de tiempo continuo, y dentro de una misma cuenca:

ra, que diferencia tanto litológicamente como en colonizaciones orgánicas, estos materiales de los depositados en zonas donde esta intercalación volcánica no aparece. (Calizas crinoidales, formaciones coralinas, etc.).



I₁: Sinemuriense-Hettangiense. I₂: Pliensbaquiense. I₃: Toarciense. I₄: Aalenense-Bajociense-Bathonense. I₅: Calloviense. I₆: Oxfordiense. I₇: Kimmeridgiense inferior. I₈: Kimmeridgiense inferior-medio. I₉: Kimmeridgiense medio-superior. I₁₀: Portlandiense. I₁₁: "Facies Purbeck".

FACIES: A. Lagoon; B. Zona intermareal (playa o barrera); C. Zona externa de la barrera (acumulación de conchas rotas); D. Facies pararrecifales; E y F. Zona de plataforma marina abierta; A'. Zona costera con predominio detrítico de origen continental.

No hay que olvidar, al hablar de las facies sedimentarias del afloramiento de CAUDIEL-HIGUERAS, la influencia del montículo volcánico depositado en un momento puntual de la Historia geológica de la Zona (Aalenense-Bajociense inferior), que va a condicionar los sedimentos posteriores (DOGGER en general), en lo que a condiciones de profundidad se refiere.

La intercalación tiene aproximadamente en su punto de mayor potencia, unos 47-50 m. Si a esto añadimos unos cuantos metros que pudieron erosionarse durante el largo tiempo que estuvo expuesto hasta su total cubrimiento; tenemos una gran barre-

RASGOS ESTRUCTURALES

Debido a la tectónica tardihercínica a finales del Carbonífero y Pérmico, se originaron grandes desgarrres de origen compresivo y de direcciones fundamentalmente NO.-SE. y NE.-SO. Posteriormente tuvo lugar en las zonas deprimidas (actuales Béticas, Pirineos, e Ibérica) un gran período de sedimentación (sedimentación alpídica), que comenzó en el Triásico. Esta etapa sedimentaria se desarrolló bajo un período de distensión, que en algunos momentos llegó a acentuarse de tal modo, que se produjo la ascensión de materiales basálticos del manto. (Ofitas de Keuper). Se considera peridotítica la composición del MANTO. Sin embargo, es sabido que debido a diferenciación magmática, por progresivo enfriamiento en el ascenso del magma, este puede presentar una composición totalmente diferente, al aflorar en superficie, con respecto a la composición inicial.



Calizas crinoidales (UNIDAD 3 de GOMEZ). Puede apreciarse el relleno de canales con estos organismos, dispuestos en forma caótica.



Visión de las rocas volcánicas (parte inferior) y de la unidad de calizas crinoidales con nódulos de sílex (parte superior). Obsérvese la gran densidad de estos nódulos, que llegan a formar verdaderos lechos o bandas de estos, en comparación con los del tramo 9.

En el Jurásico también fue intensa la distensión y el magmatismo continuó en las tres grandes cuencas sedimentarias antes mencionadas.

Posteriormente, aproximadamente durante el Paleógeno se originaron las primeras fases de plegamiento alpídico, en las áreas de sedimentación que crearon las actuales cadenas Béticas, Ibérica y Pirenaica⁹.

ORTI CABO y VAQUER NAVARRRO¹⁰ definen tres alineaciones principales de afloramientos de origen volcánico, en la confluencia de las provincias de Castellón, Valencia y Teruel, que engloban a todos los co-

nocidos hasta la actualidad. Una es la "Franja volcánica de Caudiel", otra es la "Alineación piroclástica de Alcublas", ambas de dirección NO.-SE. La tercera, en las Sierras de Javalambre y Camarena, de dirección NE.-SO.

Dichas alineaciones coinciden con las dos direcciones de fracturación del zócalo hercínico (NO.-SE. y NE.-SO.), a favor de las cuales, y aún posiblemente a favor de los puntos de intersección de ambas, tienen lugar las manifestaciones volcánicas jurásicas, que aprovechan estas líneas estructurales como líneas de debilidad preferente.

CONCLUSIONES

- El ciclo sedimentario Jurásico marino puede subdividirse en dos subciclos, uno inicial transgresivo y superpuesto a este un segundo regresivo que se inicia aproximadamente a mitad del Jurásico superior, con diferentes pulsaciones o variaciones marinas dentro de los dos subciclos.
 - No es posible delimitar o situar geográficamente la cuenca sedimentaria en la cual se depositó este Jurásico marino, al menos, no con el estudio de un único afloramiento. Haría falta un reconocimiento más amplio de otros y su comparación. Por otra parte, hay que tener en cuenta los factores tectónicos, que han distorsionado o desplazado las posiciones originales de las facies dentro de la cuenca.
- Sin embargo, si prescindimos de estos últimos, para el LIASICO inferior (Sinemuriense-Pliensbaquiense) el borde de cuenca debía estar muy próximo de la localización geográfica actual de estos pisos (facies intermareales —X-lam. y II-lam.—, y ausencia de facies típicas profundas para el Toarciense).
- De la misma forma, es difícil averiguar el sentido de los movimientos transgresivos o regresivos. ORTI CABO apunta regionalmente el sentido regresivo de OESTE a ESTE.
 - Debido a un período de marcada distensión, tiene lugar —así como en varios sectores de la Cordillera Ibérica— un ascenso de material ígneo del manto durante el Aaleniense-Bajociense inferior, que de alguna forma influye en la silicificación, y distribución de facies de la Serie carbonatada del Jurásico medio.
 - La disposición de estos afloramientos en la Ibérica no es casual. Está condicionada por las líneas de fracturación del zócalo hercínico, a través de las cuales ascienden en períodos de máxima distensión, los materiales ígneos.

NOTAS BIBLIOGRAFICAS

1. Según ORTI CABO, Federico, en la *Memoria de la Hoja Geológica de Jérica* (SERIE MAGNA) E. 1:50.000.
2. Cfr. Nota 1.
3. Tomados de la Memoria de la Hoja de Jérica (SERIE MAGNA) E. 1:50.000, y comprobados en campo por el autor. (Salvo estudios de microfacies).
4. GOMES FERNANDEZ, J.J. *El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica*. TESIS DOCTORAL, UNIV. COMPLUT. MADRID, 1979.
5. BULARD, P.F. *La discontinuité entre le Callovien et l'Oxfordien sur la bordure Nord-Est des Chaînes Iberiques*. CUADERNOS GEOLOGIA IBERICA. 1971. Vol. 2, páginas 425-438.
6. ORTI CABO, F. y SANFELIU, T. *Estudio del vulcanismo jurásico de Caudiel (CASTELLON) en relación con procesos de laterización, condensación y silicificación de la serie calcárea*. INST. INVEST. GEOL. DIPUTACION PROVINCIAL BARCELONA. 1971, Vol. XXVI, págs. 21-34.
7. Cfr. Nota 1.
8. SELLEY, R.C. *Medios Sedimentarios Antiguos* (Modelo Sedimentario de IRWIN para costas de carbonatos y depósitos de plataforma). H. BLUME EDICIONES, MADRID. 1976, pág. 143.
9. CAPOTE, R. *La evolución geodinámica de la Península Ibérica durante el ciclo Alpino*. XII CURSO DE GEOLOGIA PRACTICA, TERUEL, 1978.
10. ORTI CABO, F. y VAQUER NAVARRO, R. *Volcanismo Jurásico del sector valenciano de la Cordillera Ibérica. Distribución y trama estructural*. ACTA GEOLOGICA HISPANICA. 1980. Tomo XV, págs. 127-130.