

EL LIAS SUPERIOR Y EL DOGGER INFERIOR EN GORGO A CERBARA (APENINO CENTRAL): ASPECTOS BIOESTRATIGRÁFICOS Y SEDIMENTOLÓGICOS

O. Kälin* y S. Ureta **

RESUMEN

En un punto cercano a la localidad de Gorgo a Cerbara (Apenino Umbro-Marchigiano, Italia) se ha efectuado el levantamiento de una columna estratigráfica correspondiente al intervalo de tiempo Pliensbachiense superior-Dogger medio dentro del ciclo de profundización jurásico. La sucesión estudiada —en la que se han distinguido 4 tramos litológicos— comprende materiales incluidos, de muro a techo, en las unidades litoestratigráficas “Corniola” (parte terminal) y “Formazione del Bosso” que incluye los Miembros “Rosso Ammonítico” y “Calcari e Marne a Posidonia”. Se trata de una secuencia formada en un ambiente de pie de talud ligado a un alto fondo submarino, presentándose el registro sedimentario notablemente expandido debido a la alta proporción de materiales alóctonos.

En las hemipelagitas de la parte superior de la “Corniola” (tramos 1 y 2), se ha registrado una sucesión de ammonites representativa del Domeriense superior y de la base del Toarciense. En las calizas nodulosas de la parte inferior de la “Fm. del Bosso” (tramo 3), los ammonoideos registrados han permitido reconocer el Toarciense superior y Aalenense *p.p.* y efectuar divisiones a nivel de subzona. A partir del Aalenense medio (tramo 4), como consecuencia de la creciente intensidad de disolución en ambiente deposicional y diagenético temprano, desaparecen del registro estratigráfico los restos de organismos con esqueleto aragonítico, no siendo por tanto posible la datación de los materiales suprayacentes mediante ammonoideos.

Palabras clave: *Ammonoidea, Bioestratigrafía, Sedimentología de carbonatos, Fossil-diagenesis, Lias-Dogger, Apenino Umbro-Marchigiano, Italia.*

ABSTRACT

The present note reports on a detailed survey of a part of the Jurassic - Lower Cretaceous deepening sequence exposed along the Candigliano River west of the hamlet Gorgo a Cerbara in the Umbrian-Marchean Apennines (Italy). The section examined spans the late Pliensbachian to? Bajocian interval, with a major documentary gap in the Toarcian (accounted for by a Neogene fault), and comprises the top of the Corniola Fm. and parts of overlying Bosso Fm. (inclusive of the Mbs. Rosso Ammonítico and Calcari e Marne a Posidonia). Facies of “autochthonous” rock types —mostly lime mudstones and nodular wackestones— invariably imply a deeper-water origin; moreover, inasmuch as gravity-displaced sediment makes up about half the thickness of the section, a depositional setting can be inferred in the lower reaches or at the base of an unstable slope flanking a structurally-controlled intrabasinal high.

The *in situ* hemipelagic limestones in the upper part of the Corniola Fm. (our lithologic units 1 and 2) have yielded ammonites at 6 separated levels. The ammonite assemblages recovered indicate a late Domerian to earliest Toarcian age.

The ammonites collected systematically across the lower nodular limestone unit of the Bosso Fm. (our lithologic unit 3) have enabled the upper Toarcian and part of Aalenian to be recognized and resolved to the zonal and, in certain cases, subzonal level. From the middle Aalenian (Murchisonae Zone *p.p.*) on, a higher dissolution intensity in the depositional and very shallow burial environment, most likely related to increasing bottom depth, causes the remains of originally aragonitic skeletal components to disappear from the sedimentary record, thus precluding an age control by means of ammonite biostratigraphy.

Key words: *Ammonite-biostratigraphy, Carbonate-sedimentology, Fossil-diagenesis, Lower-Middle Jurassic, Umbrian-Marchean Apennines, Italy.*

* Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Pisa (Italia).

** Departamento de Paleontología, Universidad Complutense de Madrid e Instituto de Geología Económica (C.S.C.I.).

Introducción: antecedentes y problemática

Desde la publicación del trabajo pionero de Zittel sobre la geología de los Apeninos Centrales en 1869, gran número de geólogos contribuyeron a mejorar la comprensión de la historia y de las relaciones de facies de los materiales jurásicos expuestos a través de la cadena de pliegues de la Umbria-Marche. Desde esa fecha, hasta el término del siglo, el conocimiento avanzó notablemente gracias a los estudios de Canavari (1879-1903) y Bonarelli (1893-1901), y durante las siguientes décadas fue principalmente el trabajo de Principi (1908-1921) el que contribuyó al establecimiento del cuadro estratigráfico regional (los artículos y monografías más influyentes de estos autores se encuentran citados p. ej. en Colacicchi *et al.*, 1970). Ya en varias contribuciones clásicas (p. ej. Zittel *op. cit.*; Canavari, 1891) se encuentran referencias explícitas sobre la heterogeneidad primaria y la discontinuidad local en el registro estratigráfico —rasgo sobresaliente de la sedimentación jurásica en Umbria-Marche. Sin embargo, posteriormente, tales situaciones estratigráficas “anómalas” se interpretaron, en general, como consecuencia de la tectónica neógena. Esto fue debido, probablemente, a la creciente suposición de que la mayor parte de las facies depositadas durante el Jurásico tuvieron su origen en aguas relativamente profundas, creando este hecho un conflicto con la presencia de lagunas estratigráficas importantes, consideradas en esos tiempos como evidencia incontestable de emersión.

Sólo alrededor del 1950, Scarsella, examina de nuevo la cuestión. En una comunicación breve, este autor constata la existencia de, principalmente, tres tipos de secuencias que se superponen estratigráficamente a los carbonatos de plataforma somera del Lías inferior (“Calcare Massiccio”): secuencias potentes y continuas, secuencias reducidas en espesor pero aparentemente continuas y por último secuencias condensadas con una importante laguna en el techo de los depósitos peritidales de la Formación “Calcare Massiccio”. A partir de esta situación heterogénea de sedimentación, este autor deduce un relieve submarino pronunciado (“... notevole e brusche disuguaglianze batimetriche nel fondo marino...”, *op. cit.*, p. 98) que él relaciona con el desarrollo local de “buildups” carbonatados o con una fase de tectónica distensiva liásica, inclinándose posteriormente por esta última interpretación (Scarsella, 1958).

Durante los años “60” y los primeros “70” tienen lugar en la región Umbro-Marchigiana intensas investigaciones centradas particularmente en aspectos sedimentológicos que confirman en líneas generales la opinión de Scarsella y han suministrado numerosas informaciones adicionales. En particular han sido Bernoulli (1967, 1971), Colacicchi & Piali (1967, 1969), Farinacci (1967, 1970), Colacicchi *et al.* (1970) y Centamore *et al.* (1971), quienes han desarrollado el tema, intentando varios de ellos establecer modelos paleogeográficos regionales coherentes en base a los datos disponibles. Además, a través de los estudios siguientes de Bernoulli (1972) y Bernoulli & Jenkyns (1974), la situación regional ha sido encuadrada dentro del contexto más amplio de la paleogeografía y tectónica mesozoica del área alpino-mediterránea. A partir de ese momento todas las opiniones concordaron en que las secuencias jurásicas de la Umbria-Marche han sido depositadas en un ambiente de margen continental en la zona meridional del Tethys, bajo un régimen tectónico general de tipo tensional, relacionado con el “rifting” y la ruptura de la Pangaea y el orgien de la cuenca oceánica Liguro-Piemontesa (para una breve síntesis de la historia preorogénica del margen continental Apulio, con particular referencia a la transversal Apeninos Septentrionales/Centrales, cf. Bernoulli *et al.*, 1979).

De otro lado, existe todavía controversia sobre la evolución batimétrica del dominio paleogeográfico Umbro-Marchigiano a partir del término de la sedimentación generalizada de plataforma carbonatada peritidal del “Calcare Massiccio” y la incipiente diferenciación de facies durante el Sinemuriense superior (Lotheringense) (Morena, 1897; Bonarelli, 1899; Ferretti, 1975). Hay esencialmente dos tipos de opinión enfrentados:

Siguiendo a Bernoulli (1967, 1971) y Centamore *et al.* (1971), el registro estratigráfico jurásico es actualmente interpretado por

una mayoría, como un ciclo de profundización progresiva, en el que se puede caracterizar las siguientes etapas: 1) Desintegración de la plataforma carbonatada y diferenciación de facies debido a subsidencia diferencial entre bloques individuales fallados. 2) Instauración en todo el área (incluidos los altos estructurales) de condiciones pelágicas de mar abierto y relativamente profundo hacia el final del Lías medio (estadio tardío de “rifting”). 3) Subsidencia prolongada (térmica) del fondo marino durante el Jurásico medio y superior hasta llegar a profundidades batiales, al menos en situaciones de cuenca.

Los principales argumentos a favor de esta interpretación atribuyen, por un lado, en la naturaleza de los materiales sedimentarios autóctonos y su evolución vertical, indicativos de efectos crecientes de disolución de carbonatos. Por otro, hay un perceptible cambio composicional, a lo largo del tiempo, de los resedimentos intercalados en la secuencia, reflejando una creciente influencia pelágica, probablemente atribuible a un progresivo hundimiento de las áreas de alimentación (p. ej. Bernoulli *et al.*, 1979). Sin embargo, a diferencia de zonas más distales del margen continental Apulio, preservadas p. ej. en Toscana y en los Alpes Lombardos, probablemente nunca fue superada en Umbria-Marche la profundidad de compensación de la calcita, actualmente estimada entre 2 km. y 2,5 km. para el Tethys occidental durante el inicio del Malm (Jenkins & Winterer, 1982).

Por el contrario, Farinacci *et al.* (1981), siguiendo ideas expuestas por Farinacci (1967, 1970), proponen una historia deposicional durante el Jurásico mucho más somera. Su hipótesis se basa principalmente en una recopilación de observaciones realizadas en secuencias condensadas y discontinuas, características de zonas de umbral. Las profundidades deposicionales que estos autores estiman para las facies condensadas en el dominio Umbro-Marchigiano se mueven alrededor de unas pocas decenas de metros. Varios tipos de evidencia, en la opinión de estos autores, implican tales valores: la principal reside en la presencia de las rupturas que aparecen en diferentes niveles estratigráficos. En base a una revisión de los datos bioestratigráficos disponibles hasta ese momento, sostienen haber podido comprobar un sincronismo regional en los episodios deposicionales y lagunas más importantes y una buena correlación entre estas últimas y eventos globales de regresión. Este resultado, junto con la presencia de rasgos presuntamente originados por desecación y disolución kárstica en algunos cortes⁽¹⁾, conduce según ellos a la conclusión de que las rupturas en el registro estratigráfico, son debidas a emersiones intermitentes eustáticamente controladas. En consecuencia, las profundidades en zonas de alto estructural no podían sobrepasar la amplitud de las oscilaciones jurásicas del nivel del mar. Otra evidencia que ellos citan en apoyo de esta hipótesis es la presencia en algunas secuencias condensadas de estructuras de tipo estromatolítico y, más significativamente, de macrofósiles de aguas someras como gasterópodos herbívoros del Bajociense (Conti & Fischer, 1982 a, b) y corales hermatípicos del Bajociense, Kimmeridgiense inferior y Tithónico inferior (cf. Pallini & Schiavinotto, 1981). Profundidades deposicionales someras —siempre dentro de la zona fótica— también tendrían que ser asumidas, según estos autores, para las unidades litoestratigráficas correlativas en zonas de cuenca, aunque no se dispone de ningún tipo de evidencia directa de tales batimetrías. La argumentación que exponen se refiere al hecho de que diferencias en facies entre las diferentes situaciones paleotectónicas se van atenuando durante el Jurásico terminal (“Fm. Maiolica”) y

⁽¹⁾ La interpretación que han dado Farinacci y colaboradores de determinados caracteres sedimentológicos, presentes en secuencias condensadas de la Umbria-Marche, como evidencias de somerización extrema y exposición subaérea temporal, ha sido repetidamente controvertida en el pasado (p. ej. Bernoulli, 1971). Las observaciones que hemos realizado, tampoco parecen apoyar esta interpretación. Sin embargo, hasta el presente no se han realizado trabajos lo suficientemente detallados al respecto; en particular falta un adecuado análisis de la historia diagenética de las unidades litológicas afectadas, que probablemente ayudaría a clarificar la cuestión.

por consiguiente, las depresiones topográficas originadas durante el estadio de "rifting" tuvieron que ser más o menos colmatadas en este momento, nivelándose con las zonas de alto estructural. Consecuentemente, las profundidades máximas de zonas de cuenca tendrían que ser determinadas por la amplitud de las variaciones de espesor de los depósitos "post-rift" pre-cretácicos.

No es la intención de esta nota entrar en los detalles de esta controversia. Queremos, no obstante, hacer algunas puntualizaciones y manifestar nuestras dudas sobre la interpretación de batimetrías extremadamente someras que proponen Farinacci *et al.*, ya que en nuestra opinión la mayor parte de las evidencias que existen, ya sean de orden paleontológico o sedimentológico, demuestran de forma patente para gran parte de las facies jurásicas, un origen de aguas más profundas, aunque hay que reconocer la dificultad de establecer cifras concretas. Consideraciones de carácter geométrico, del tipo que adoptan Farinacci y colaboradores para estimar paleopropiedades en situaciones de cuenca en el dominio Umbro-Marchigiano, no proporcionan valores batimétricos absolutos, aunque puedan indicar valores mínimos razonables de la entidad del relieve submarino heredado de la fase de "rifting". Además, el intento realizado por estos autores nos parece que adolece de un defecto adicional, ya que delimitan arbitrariamente una etapa dentro de la historia sedimentaria del área en cuestión: contrariamente a lo sostenido por ellos, no tuvo lugar una nivelación del relieve marino hasta el Cretácico medio ("Marne a Fucoidi"), como sugieren las notables diferencias de espesor todavía presentes en la subyacente Formación "Maiolica". Por ejemplo, en el área cubierta por la Hoja Geológica de Cagli a E. 1/50.000, los mapas de isopacas relativos a la sucesión jurásica (post-"Calcere Massiccio") y cretácica inferior (fig. 1, 3 in Jacobacci *et al.*, 1974) permiten deducir amplitudes de desnivel topográfico de por lo menos 300 m. a 400 m. a comienzos de la fase "postrift", valores que implicarían profundidades deposicionales considerablemente superiores a las de la zona fótica. En consecuencia, nos parecen más probable que las zonas de cuenca durante el Jurásico hayan estado caracterizadas por profundidades que sobrepasaban los varios cientos de metros, hasta incluso más de un km. durante el Malm, como queda sugerido, por ejemplo, en las reconstrucciones realizadas por Castellarin *et al.* (1978) sobre las relaciones geométricas existentes entre la plataforma Lazio-Abruzzesa y la cuenca Umbro-Sabina durante el Jurásico.

Es inevitable, sin embargo, que futuros intentos de sintetizar la historia tectono-sedimentaria preorogénica de la región, habrán de tener en cuenta algunos de los puntos especialmente señalados en favor de la hipótesis de aguas someras, principalmente la presencia de asociaciones de corales dominadas por formas hermatípticas coloniales, en niveles del Jurásico superior. Basándose en este dato, es claro que las cimas de algunos altos estructurales tuvieron que permanecer en condiciones de aguas bastante someras hasta cerca del término del Jurásico. Por consiguiente no se puede excluir un control eustático sobre el desarrollo secuencial en estas áreas y concretamente una relación causal entre discontinuidades en el registro estratigráfico y episodios de descenso del nivel del mar (cf. "Chalk" en Europa NW; Jenkyns, 1978), aunque estos últimos no tienen por que haber producido necesariamente una somerización extrema y menos una emersión como sostienen Farinacci y colaboradores (cf. Jenkyns, 1971).

En cualquier caso sigue la cuestión fundamental de la permanencia de elementos topográficos someramente sumergidos y con escasa sedimentación a través de un lapso de tiempo de aproximadamente 40 millones de años después del supuesto final del "rifting" en el dominio del Tethys occidental. Este tipo de comportamiento es realmente difícil de conciliar con las corrientes actuales sobre el modo de subsidencia en áreas con régimen tectónico extensional (p. ej. Royden *et al.*, 1980; Steckler & Watts, 1982). Jenkyns (1980) aborda este problema en el ámbito de una discusión sobre el contexto deposicional de la peculiar "pelagic oolite facies" encontrada en diversos sitios a lo largo del Tethys. Para él, el punto fundamental reside en el hecho de que los márgenes pasivos del Tethys alpino-mediterráneo no han

evolucionado bajo un régimen tectónico de tipo puramente extensional, sino que han sido influenciados notablemente por movimientos de tipo "strike-slip" a lo largo de buena parte de su extensión (ver también Weissert & Bernoulli, 1985). Dentro de un régimen de este tipo —implícito de hecho en la oblicuidad del movimiento de divergencia entre Eurasia y África, exigido por las reconstrucción cinemáticas de placas— hay que esperar realmente un tectonicismo vertical controlado de forma compleja. En concreto, un comportamiento de subsidencia irregular (p. ej. el documentado en bloques que permanecen anormalmente elevados durante la fase "post-rift") puede ser causado por locales esfuerzos compresionales horizontales dentro de sistemas de fallas de tipo "strike-slip" anastomosantes, a lo largo de segmentos del margen, dominados por movimientos transformantes y transcurrentes (p. ej. Reading, 1980).

Aunque recientemente tal mecanismo ha sido invocado, más o menos fundadamente, para explicar peculiaridades en la evolución paleotectónica y sedimentaria en varias partes del área del Tethys alpino-mediterráneo (p.e. Catalano & D'Argenio, 1982; Bosellini, 1981; Kelts, 1981) nos parece, sin embargo, que faltan elementos que fundamenten su aplicabilidad en la zona Umbro-Marchigiana. En primer lugar hay una carencia casi total de información sobre la configuración del basamento que originalmente subyacía bajo los materiales hoy día alóctonos de esta región, lo que provoca que se desconozca hasta que punto y en que manera éste ha sido afectado por la tectónica distensiva liásica. La presencia de un potente nivel incompetente de edad Triásico superior ("Anidriti di Burano") intercalado entre basamento y cobertera podría haber funcionado, de hecho, como nivel de despegue, posibilitando así una extensión desproporcionada de la cobertera respecto al basamento y complicando por consecuencia la historia de subsidencia. Ya con anterioridad se había especulado sobre una posible influencia de este nivel dentro de la evolución tectono-sedimentaria preorogénica de la cuenca Umbro-Marchigiana (p. ej. Colacicchi *et al.*, 1970; Coli, 1980).

Durante la última década, sin embargo, la investigación sedimentológica-estratigráfica en la sucesión preorogénica de la Umbria-Marche se ha centrado más bien sobre las potentes formaciones de calizas pelágicas de edad Cretácico-Paleógeno ("Maiolica", "Scaglia"). La excelente exposición, la continuidad del registro, la homogeneidad litológica y tasas de acumulación presumiblemente constantes han sido factores determinantes de una intensa campaña de trabajos magnetoestratigráficos. En los últimos años, estos estudios sistemáticos han sido extendidos también al registro jurásico, siendo Umbria-Marche una de las regiones donde se han desarrollado parte de estos trabajos (cf. Channell *et al.*, 1984; Ogg & Steiner, 1984). La intención de establecer una escala temporal de polaridad magnética para este periodo basándose en sucesiones del Tethys mediterráneo choica, sin embargo, con un problema determinante que es la falta, hasta el momento, de una escala biocronológica suficientemente detallada que permita establecer correlaciones temporales con la necesaria precisión. Esta deficiencia se acusa sobre todo a partir del final del Lias, debido fundamentalmente a la pronunciada disminución de fósiles con valor cronológico en el registro sedimentario.

Objetivo y localización de la sección

De todo lo dicho precedentemente es patente que en el dominio Umbro-Marchigiano queda todavía un amplio espectro de problemas sin resolver. Uno de los puntos que, en nuestra opinión, urge más abordar es precisamente ampliar el conocimiento bioestratigráfico, con particular énfasis en aquellos intervalos de tiempo que muestran una mayor deficiencia de datos. Por ello, hemos centrado nuestra investigación en la bioestratigra-

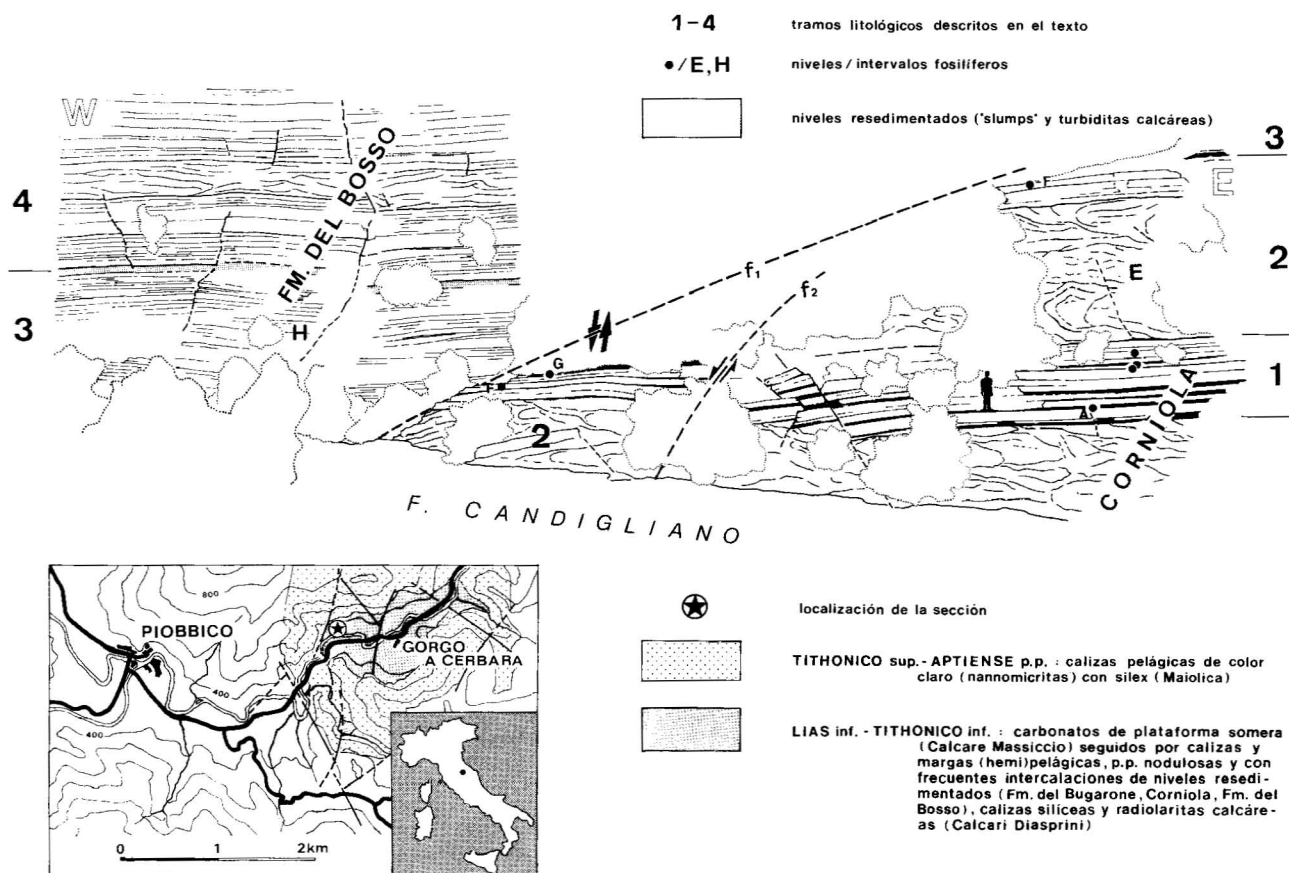


Fig. 1.—Mapa de localización y croquis del afloramiento estudiado.

fía basada en sucesiones de faunas de ammonites del Lías superior y especialmente Jurásico medio, período este último en el que escasean los estudios metódicos.

Se presentan en esta nota los primeros resultados de una campaña de trabajo que se ha venido realizando en la parte septentrional del área de afloramientos jurásicos en el Apenino Umbro-Marchigiano. Se han visitado numerosas secciones, gran parte de ellas ya citadas repetidas veces en la literatura, con el fin de evaluar la fiabilidad de las indicaciones bioestratigráficas preexistentes relativas al intervalo de tiempo en cuestión, que eran en su mayor parte puntuales. De las localidades revisadas, ha sido Gorgo a Cerbara la que ha mostrado unas condiciones idóneas para comenzar un trabajo de detalle.

El afloramiento se encuentra en el núcleo de un anticlinal de dirección NE-SW expuesto a través de la incisión realizada por el río Candigliano. El corte ha sido levantado en la orilla norte del río, aproximadamente 1 km al W del caserío de Gorgo a Cerbara (E de Piobbico, prov. de

Pesaro-Urbino, fig. 1). La columna estratigráfica ha sido reconstruida a partir de tres cortes parciales separados por dos fallas (f_1 , f_2) de dirección aproximadamente transversal al anticlinal y cuyo salto en conjunto se puede estimar sobre alrededor de 20 m. Ello ocasiona una importante discontinuidad en el registro estratigráfico en este punto, faltando documentación de la mayor parte del Toarciense (fig. 2). La sucesión estudiada comprende materiales que han sido incluidos de muro a techo dentro de las siguientes unidades litoestratigráficas: "Corniola" (tramo superior) y "Formazione del Bosso" (con los miembros "Rosso Ammonítico" y "Calcarei e Marne a Posidonia"; Jacobacci *et al.*, 1974), cubriendo así un intervalo temporal que va desde la parte superior del Pliensbachiense (Ferretti, 1970, 1972) hasta presumiblemente el Dogger medio. Se trata de una secuencia formada en una situación de cuenca, concretamente en un ambiente de talud inferior o de pié de talud, ligado a un alto fondo submarino (área del Monte Nerone/Pian del Sasso, p.ej. Centamore *et al.*, 1971). Tal situación es

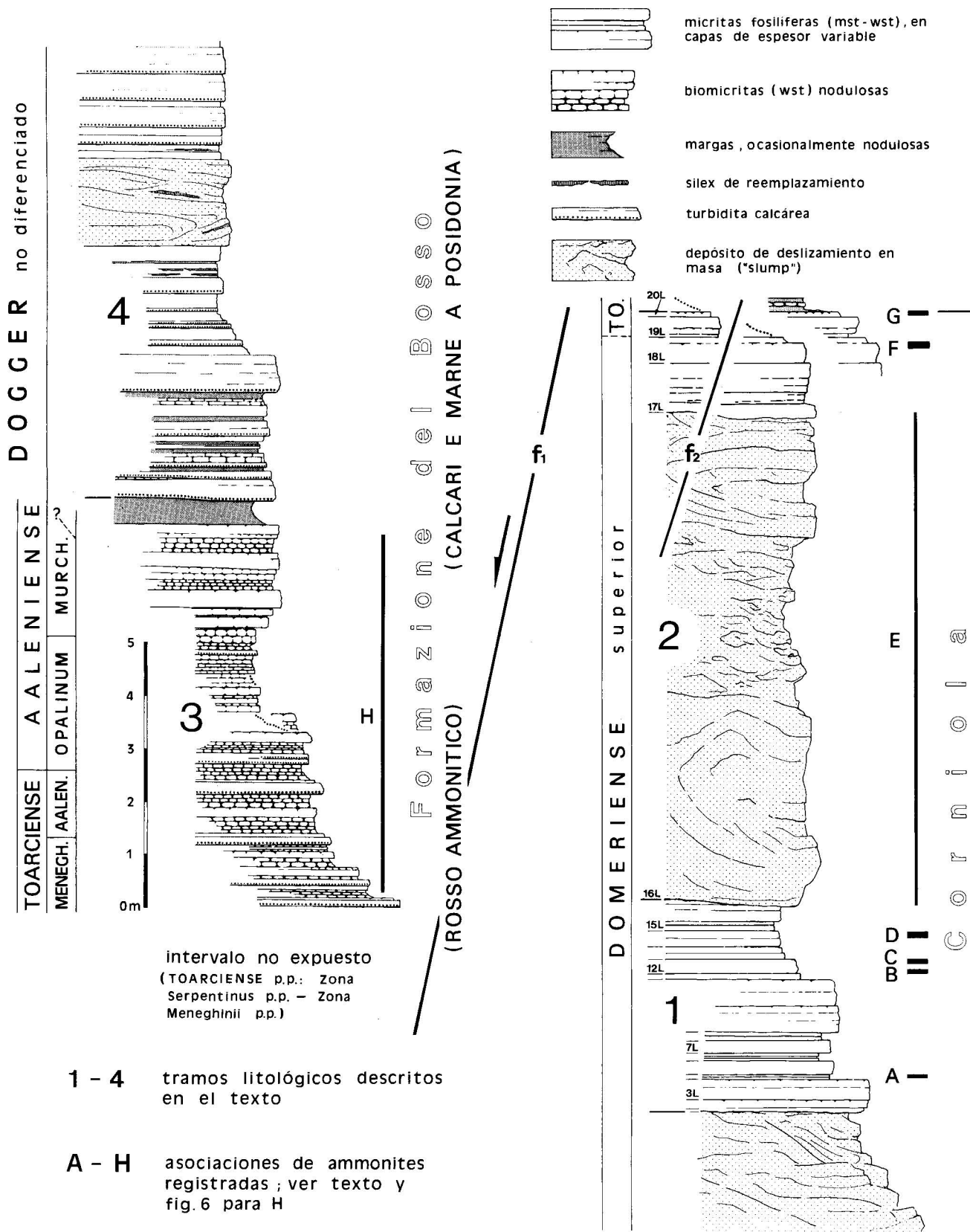


Fig. 2.—Columna estratigráfica levantada en Gorgo a Cerbara.

consecuente con la alta proporción de material removilizado a través de diferentes procesos deposicionales, que se encuentra intercalado dentro de la secuencia.

Antes de pasar a la exposición de los datos bioestratigráficos, se dará una breve descripción de los materiales sedimentarios constituyentes del intervalo examinado en la sucesión jurásica de Gorgo a Cerbara (fig. 2), incluyendo algunas observaciones sobre las condiciones de preservación de los ammonites recogidos (fig. 5).

Litología

Se han distinguido en la sección examinada 4 tramos litológicos, que se describen a continuación de muro a techo.

Tramo 1 (parte superior de la "Fm. Corniola"; Domeriense superior). Se sitúa por encima de un complejo, de varios metros de espesor, constituido por materiales intraformacionales desplazados e intensamente deformados por deslizamiento gravitacional en masa ("slumping"; complejo 4, fig. 3 en Bernoulli, 1971). Se trata de una sucesión de estratos de calcilitas fosilíferas (mst) hemipelágicas con espesores irregulares, separados por juntas de estratificación margo-arcillosas (fig. 3a). El color varía de gris claro a crema y hacia el muro y techo de los estratos se aprecia frecuentemente un paso gradual a rojizo, coincidiendo con un aumento en el contenido de arcilla. En estratos más potentes, idénticas bandas rojizas de espesor centimétrico, pueden aparecer también intercaladas, determinando así una especie de subdivisión en su interior y sugiriendo fluctuaciones en su tasa de agradación. Las superficies de los estratos suelen presentar una topografía algo rugosa, probablemente causada tanto por procesos primarios como secundarios; es decir, corrosión y erosión diferencial actuando sobre la interfase deposicional durante detenciones menores en la sedimentación y fenómenos de disolución por presión a profundidades de enterramiento crecientes. En general, el sedimento se encuentra completamente bioturbado, sin presentar siquiera relictos de estructuras sedimentarias primarias.

En lámina delgada se distinguen entre los componentes biogénicos dispersos en estas calcilitas, réplicas en calcita espática de espículas de esponjas silíceas, radiolarios y fragmentos esqueléticos, generalmente de tamaño arena, de diversos moluscos (bivalvos, gasterópodos de talla pequeña y ammonites); además hay fragmentos de equinodermos, ocasionalmente caparzones de ostrácodos, foraminíferos bentónicos (Lagenidos)

y *Globochaete*. Hay que señalar también la presencia constante, aunque en cantidades accesorias (<1%), de detrito siliciclástico constituido casi exclusivamente por gránulos de cuarzo de tamaño silt y, ocasionalmente, de pirita autógena. En la matriz es abundante el nannofósil *Schizosphaerella punctulata* Deflandre & Dangeard, con su característica orla diagenética de prismas calcíticos orientados radialmente (Kälin & Bernoulli, 1984).

Tramo 2 (parte terminal de la "Fm. Corniola"; Domeriense terminal/Toarciense basal). Sobre las calcilitas hemipelágicas bien estratificadas del tramo anterior se dispone con un contacto neto, representado por una superficie de deslizamiento erosiva, una acumulación de materiales desprendidos con un espesor de aproximadamente 9,5 m., que presenta una organización estructural interna en su mayor parte caótica (complejo 6, fig. 3 en Bernoulli 1971). Está constituida por margas rojas y calizas 6mst-wst) bioclásticas, a menudo nodulosas y de coloración rojiza, que muestran una microfacies similar a la encontrada en el tramo litológico subyacente. Los microfósils encontrados (ammonites) sugieren una edad domeriense medio para gran parte de los materiales redepositados. Las estructuras de deformación producidas por el movimiento gravitativo en masa varían ampliamente, evidenciando diferencias marcadas de su removilización (p. ej. fig. 3b). Por encima de la masa deslizada vuelven a aparecer unos dos metros aproximadamente de calcilitas autóctonas en capas de espesor variable.

Hay que hacer mención especial del nivel que se encuentra en el techo del tramo (20L, asociación de ammonites G; figs. 1,2) y que marca el límite superior de la "Fm. Corniola", por las características que muestra de "hardground" incipiente y por tanto de discontinuidad deposicional presumiblemente de rango mayor. El espesor del estrato varía a lo largo del afloramiento entre menos de 5 cm. y aproximadamente 10 cm. Son varias las evidencias que sugieren una exposición prolongada y un endurecimiento parcial de los materiales constituyentes de esta capa en la interfase deposicional o en su inmediata proximidad. Incluyen: a) la preservación en la parte superior del estrato, de cavidades móldicas de conchas de ammonites originadas por disolución selectiva del material esquelético aragonítico y su relleno parcial por parte de sedimento calcáreo de generación más reciente, lo que implica una comunicación entre molde de concha e interfase deposicional; b) el modo de bioturbación, ya que se manifiestan en ese nivel dos fase distintas de actividad

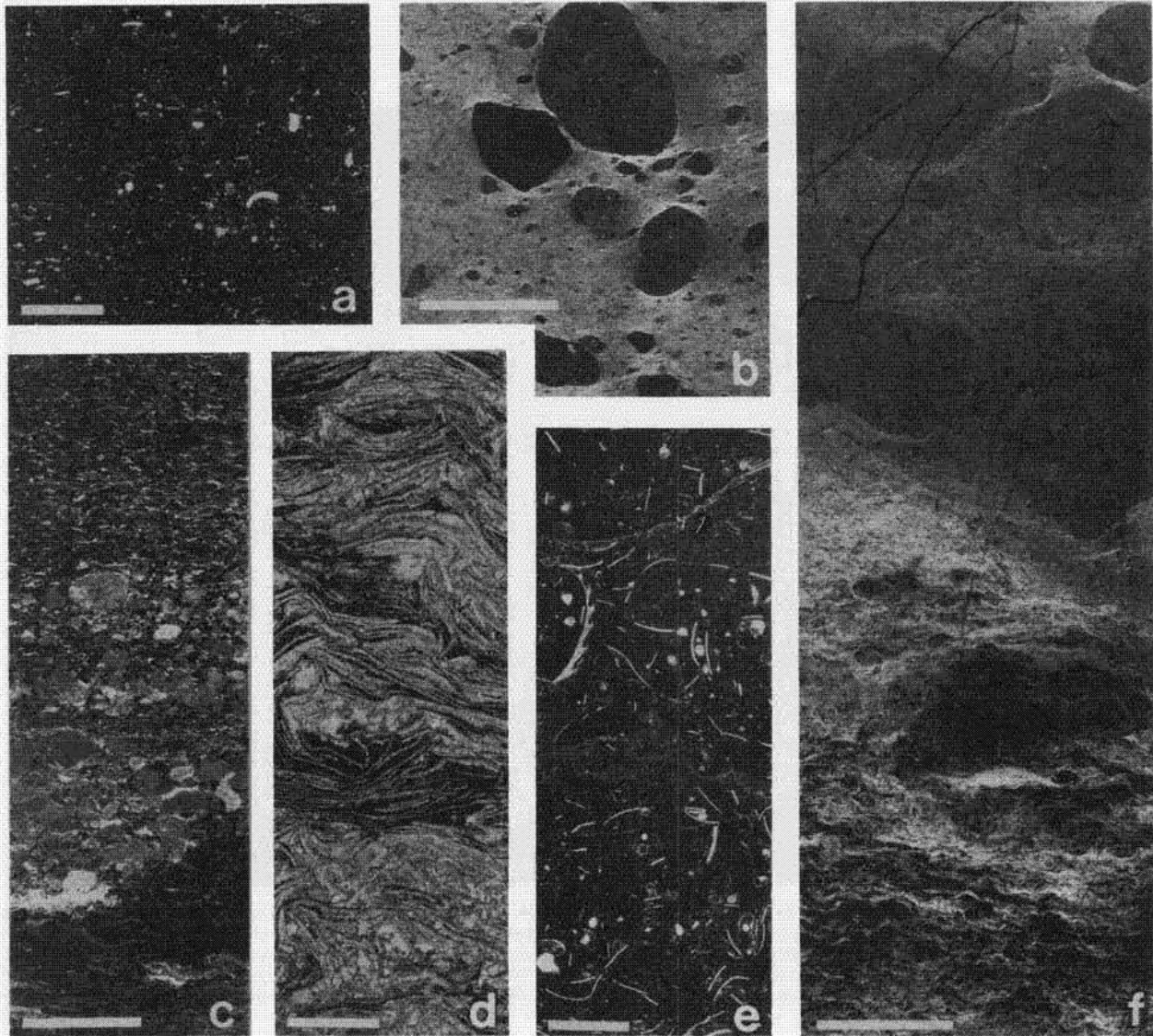


Fig. 3.—a) Micrita fosilífera hemipelágica; la fracción esquelética originalmente aragonítica, así como espículas de esponjas silíceas y radiolarios están preservados exclusivamente como réplicas en cemento esparítico; en la matriz, de grano fino, *Schizosphaerella punctulata* Defl. & Dang., constituye el único componente biogénico identificable de importancia.— Tramo litológico 1 ("Fm. Corniola", parte superior), Domeriense superior; fotografía de lámina delgada, escala = 1 mm.

b) "Mudstone" conglomerático procedente de la zona de deformación penetrativa próxima al plano de deslizamiento basal de un "slump"; clastos de tamaño grava y gravilla, con microfácies semejante a la figurada en a), dispersos en una matriz calcáreo-margosa roja completamente re-texturada. Las áreas claras adyacentes a los clastos representan juntas arcillosas compuestas, resultantes de compactación mecánica y presión por disolución durante estadios avanzados de enterramiento (Garrison & Kennedy, 1977).— Tramo litológico 2 ("Fm. Corniola", parte terminal), Domeriense terminal/Toarciense basal; negativo de réplica de acetato, escala = 1 mm.

c) Parte basal de un depósito de flujo por gravedad, con la fábrica modificada por presión por disolución; los constituyentes mayores incluyen conchas de pequeños bivalvos tipo *Bositra* y clastos de biomicrita de tamaño arena a rudita fina, estos últimos concentrados en un lecho situado en la parte central de la figura.— Tramo litológico 3 ("Fm. del Bosso", parte inferior, nivel 18), Toarciense terminal; negativo de réplica de acetato, escala = 1 cm.

d) Detalle de la parte inferior de un nivel turbidítico compuesto exclusivamente por sedimento (hemi)pelágico penecontemporáneo redepositado. La esparita que se reconoce localmente en los intersticios existentes entre el detrito esquelético de bivalvos tipo *Bositra*, se ha originado como cemento (precipitado pasivamente en cavidades protegidas) y por neomorfismo. Es de notar los efectos menores de deformación por compactación en la fábrica primaria a consecuencia de una litificación parcial temprana.— Tramo litológico 3 ("Fm. del Bosso", parte inferior), Aalenense basal; fotografía de lámina delgada, escala = 1 mm.

e) "Wackestone" bioclástico con estructura nodular; la mayor parte del material esquelético está constituido por relictos calcíticos de valvas de lamelibranquios tipo *Bositra*. Además contiene ocasionalmente fragmentos de equinodermos, foraminíferos bentónicos, *Globochaete*, *aptychus* y en zonas afectadas por cementación precoz, réplicas calcíticas de restos de conchas de ammonites y pequeños gasterópodos (ver también fig. 5c); en la matriz abunda *S. punctulata*.— Tramo litológico 3 ("Fm. del Bosso", parte inferior), Toarciense terminal; fotografía de lámina delgada, escala = 1 mm.

f) Nivel turbidítico con sus rasgos distintivos primarios (cf. fig. 6a) considerablemente alterados por procesos post-deposicionales, principalmente bioturbación y litificación local temprana; la estructura nodular secundaria (particularmente evidente en la mitad superior pelítica de la unidad deposicional) se encuentra acentuada por procesos posteriores de compactación y disolución por presión (estructura "flaser" incipiente; ver también figura 3b).— Tramo litológico 3 ("Fm. del Bosso", parte inferior), Aalenense basal; negativo de réplica de acetato, escala = 1 cm.

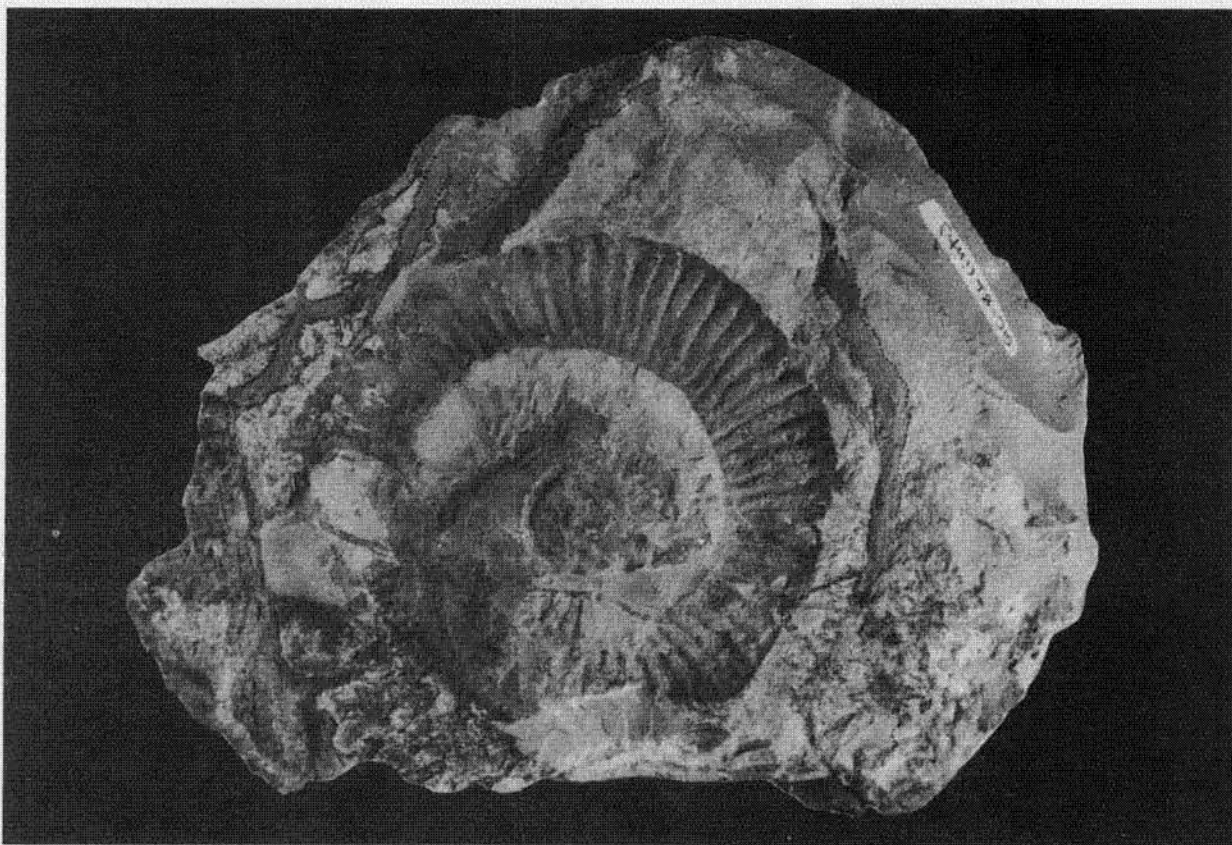


Fig. 4.—Molde externo de *Dactylioceras (Eodactylites) mirabile* Fucini procedente del nivel de acumulación 20L inferior que termina con un "hardground" incipiente. Puede distinguirse en la calcilutita englobante de color gris claro un sistema de conductos ramificados (en tonos más oscuro), originado en una segunda fase de bioturbación, posterior al comienzo de la cementación. Los conductos, así como parte de la cavidad móldica calcárea de color verde claro, enriquecido en pirita autígena (actualmente alterada *p.p.* en limonita) —el mismo sedimento que reviste la superficie del estrato.— Tramo litológico 2 ("Fm. Corniola", techo). Toarciense basal; $\times 0,9$.

infaunal, anterior y posterior al comienzo de la cementación (Kennedy & Garrison, 1975), concretamente, sobre las estructuras de bioturbación deformativas presentes en todo el tramo litológico en cuestión, se sobreimpone otra asociación de estructuras orgánicas figurativas, principalmente sistemas de conductos complejamente ramificados de tipo *Chondrites*, cuya distribución ha sido evidentemente influenciada por la presencia de centros locales de cementación precoz y cuyo relleno, bien contrastado, está constituido por el mismo sedimento margoso de color verde claro que reviste la superficie rugosa del estrato (fig. 4); c) señales de una mineralización en el techo del estrato, que se manifiesta por la presencia local de zonas, de color marrón claro, de reemplazamiento incipiente de la matriz micritica por parte de fosfatos; el análisis microscópico de la fracción no carbonatada procedente de estas zonas ha permitido, de hecho, la identificación de

trazas de un mineral perteneciente al grupo de los apatitos.

Tramo 3 ("Fm. del Bosso" *p.p.*; Toarciense superior-Aalenense *p.p.*). En esta unidad, que abarca la parte superior del "Rosso Ammonitico" y la base de los "Calcari e Marne a Posidonia", dominan entre los materiales sedimentarios autóctonos biomicritas (wst) nodulosas (fig. 3c). Incluyen variedades más o menos margosas que al alternarse confieren a la unidad un aspecto cíclico. La estructura nodular de estas biomicritas obviamente tiene su origen en un proceso de segregación diagenética temprana, dentro de la zona de profundidad de bioturbación. Sin embargo, suele aparecer más o menos modificada y acentuada por procesos de disolución y compactación que han afectado el depósito durante estadios sucesivos de su evolución diagenética ("nodular flaser limestone"; cf. Garrison & Kennedy, 1977).

El color de los sedimentos varía, observándose a veces cambios laterales bruscos, incluso dentro de una misma capa; de todas maneras predominan los tonos grises-amarillentos y verdosos sobre los rojos que son exclusivos, o casi, en otros lugares durante el correspondiente intervalo estratigráfico.

Desde un punto de vista composicional, el cambio más relevante que tiene lugar con respecto a la formación precedente ("Corniola") se refiere a la aparición brusca y numerosa de lamelibranquios de concha fina, probablemente atribuibles en su mayor parte al género *Bositra* De Gregorio ("lamelibranquios pelágicos" o "restos filamentosos" de otros autores) (2), de manera que constituyen normalmente el elemento dominante en la fracción esquelética gruesa. Otros caracteres distintivos son, a nivel de microfacies, la casi desaparición del registro de biodetrito de composición inicial opalina (en particular espículas de esponjas) mientras que a nivel macroscópico resalta la mayor abundancia de restos fósiles de ammonoideos, algunos de los cuales se encuentran reproducidos en la fig. 5, a fin de ilustrar sus condiciones de preservación. Sin embargo, la abundancia de estos últimos decrece bruscamente en la parte final de la serie, al tiempo que se deterioran sus condiciones de preservación, no encontrándose más restos identificables de ammonites a partir de las últimas capas pertenecientes a este tramo, con la excepción de ocasionales *aptychus* calcíticos y un único relicto de "steinkern" apenas reconocible, recogido en la base del tramo litológico siguiente (tramo 4).

Como han señalado ya anteriormente diversos autores que se han ocupado del origen de las facies nodulosas de tipo "Rosso Ammonítico" (p. ej. Jenkyns, 1974; Ogg, 1981), existen significativas diferencias petrográficas entre zonas que han sufrido una litificación temprana (representadas por nódulos aislados, rellenos sedimentarios de conchas de ammonites, cf. fig. 5, o niveles nodulosos resultantes de la coalescencia lateral de centros de cementación cercanos por prolongada acreción diagenética) y zonas intersticiales entre nódulos ("internodulares"). Dejando a parte el contenido en arcilla, las diferencias más notables

se refieren a la concentración y a la diversidad de los componentes, siendo típicamente mayor la primera en el sedimento internodular y la segunda en los nódulos. La interpretación obvia —y, de hecho, actualmente la más aceptada— de este fenómeno es que la fase principal de eliminación de minerales de carbonato metaestables que han alcanzado el estado de enterramiento se habría realizado en un momento en el que todavía el sedimento internodular era blando, mientras que los nódulos mismos habían conseguido ya el suficiente grado de endurecimiento como para permitir la preservación de cavidades producidas por disolución. En consecuencia, quedan también registrados en los nódulos —aunque solo bajo forma de réplica en cemento esparítico— los constituyentes esqueléticos de composición primaria aragonítica: en nuestro caso particular, ammonites y gasterópodos de tamaño milimétrico (conchas embrionarias) y fragmentos de ejemplares más grandes. Por otra parte, una prolongada actividad infaunal, y por consiguiente una trituración más intensa de los restos fósiles resistentes a la disolución (calcíticos), junto con compactación diferencial debido a la acumulación progresiva de sedimento y enterramiento por debajo de la profundidad alcanzada por la bioturbación, explica las características texturales exhibidas por el sedimento en las zonas internodulares (ver ej. fig. 5, c' vs. c").

Los resedimentos en este tramo litológico se limitan a algunas capas turbidíticas desprovistas de material que muestre indudable origen de plataforma somera ("turbiditas pelágicas"), que se intercalan a intervalos irregulares dentro de los depósitos autóctonos. Los espesores de estas capas son de alrededor de 10 cm. (excepcionalmente 22 cm.). Las divisiones inferiores de cada unidad deposicional están constituidas, casi exclusivamente, por conchas de lamelibranquios tipo *Bositra* (fig. 3d), con excepción de la capa más potente, en cuya parte basal, a la fracción bioclástica se asocian litoclastos (hasta 5 mm. de diámetro) de origen invariablemente intraformacional (fig. 3c).

Creemos superfluo entrar en detalles de la constitución petrográfica y los caracteres estructurales primarios de este tipo de depósito, ya que estos aspectos han sido objeto de varios trabajos precedentes (p. ej. Bernoulli & Jenkyns, 1970; Bernoulli, 1971; Kálin et al. 1979). Sin embargo, es interesante hacer notar que la organización interna primaria de estos estratos turbidíticos suele encontrarse considerablemente alterada, incluso hasta extremos en los que, siguiendo lateralmente la misma unidad deposicional, puede observarse la desfiguración completa de los rasgos típicos de

(2) Una observación más detallada revela que se trata en realidad de relictos de concha, habiendo removido la disolución parte del esqueleto original. Típicamente, solo queda preservada una única lámina de microestructura lamelar oblicua, de mineralogía primaria calcítica. En algunos casos aparece esta lámina irregularmente ensanchada por sobrecrecimiento sintaxial policristalino, bien producido por cementación o bien por procesos de neomorfismo (Kálin & Bernoulli, 1984, lám. 11).

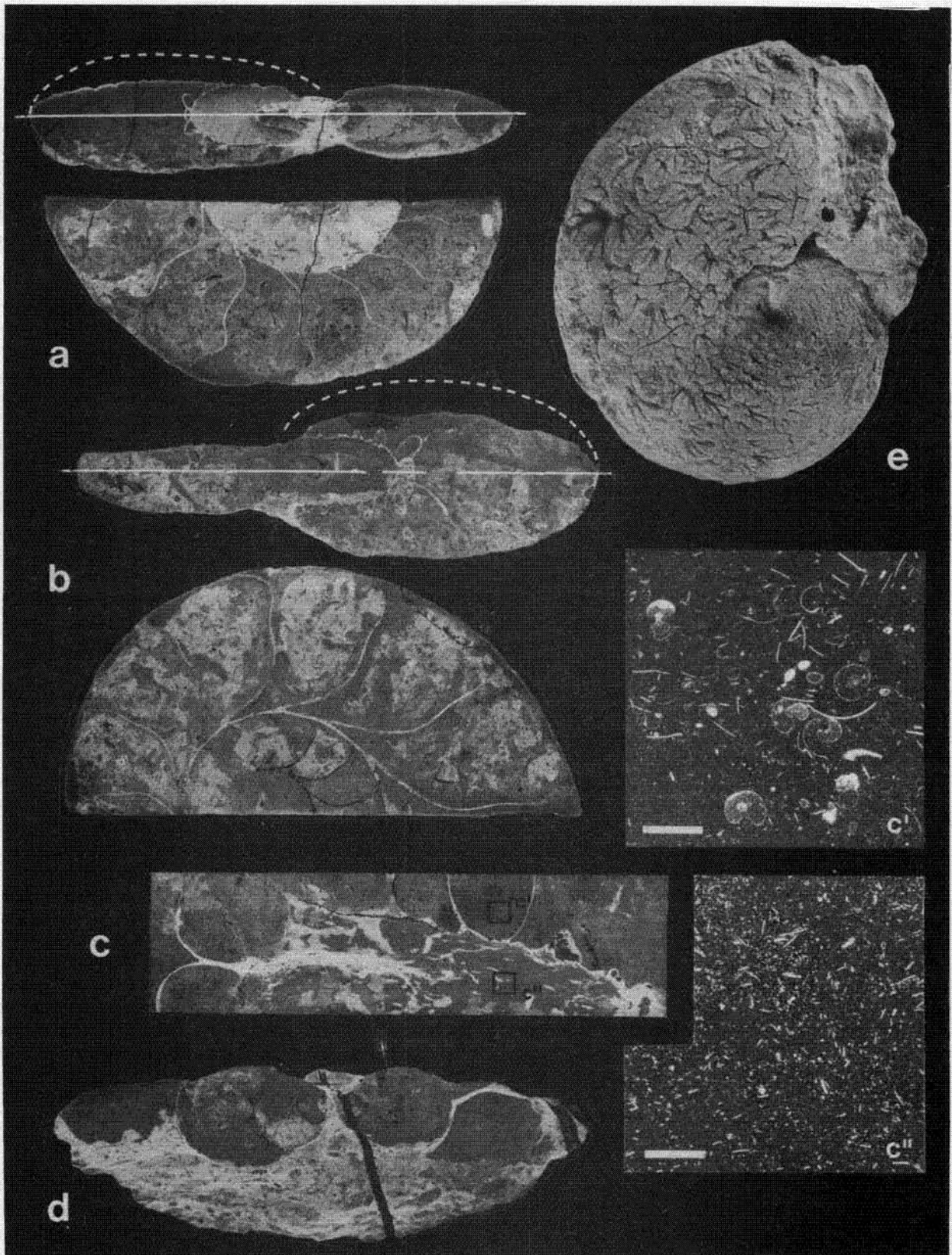


Fig. 5.

turbidita. Es evidente que este fenómeno tiene que relacionarse con la baja tasa de acumulación neta durante los intervalos interturbidíticos y el espesor generalmente reducido de las turbiditas, factores que posibilitan una bioturbación penetrativa y una litificación precoz local, análogamente a lo que sucede con los sedimentos autóctonos. Un ejemplo de unidad deposicional que presenta localmente un estado avanzado de alteración se encuentra reproducido en la figura 3f.

Tramo 4 ("Fm. del Bosso" *p.p.*; Dogger inferior *p.p./medio?*). Este último tramo de la sucesión estudiada comienza a partir de una marcada banda margosa de aproximadamente medio metro de espesor, que constituye el techo de las calizas nodulares del tramo subyacente. El rasgo más característico de este tramo es la alta proporción de material carbonático alóctono, aportado mediante corrientes de turbidez. En estos depósitos secundarios, pueden distinguirse dos tipos, en

base a espesor y características composicionales. El primero comprende capas de espesor reducido, generalmente no superiores al decímetro, que se asemejan estrechamente a las intercalaciones turbidíticas presentes en el tramo litológico 3, si prescindimos de su menor grado de alteración post-deposicional (fig. 6a vs. fig. 3f). El segundo tipo, que llega a ser predominante en la parte alta de este tramo (por encima de un conjunto de capas de hemipelagitas afectadas por "slumping" penecontemporáneo; fig. 2) se distingue, de un lado, por los espesores notablemente mayores de las unidades deposicionales, del orden de 3 a 8 decímetros. Por otro lado, estos depósitos manifiestan una composición más variada, particularmente en la fracción gruesa de la carga de sedimento transportada por las corrientes. Un examen más detallado revela que, aparte de fragmentos esqueléticos de bivalvos tipo *Bositra*, otra componente principal lo constituyen agregados de lutita peloidales (probablemente de origen fe-

Fig. 5.—Estado de preservación de ammonites procedentes de las calizas nodulosas del tramo litológico 3 ("Fm. del Bosso", parte inferior), Aalenense inferior. a y b): *Phylloceras* sp., "Steinkern" de fragmocono, nivel 32, secciones transversal y subsagital ($\times 1,25$). c) Ejemplar grande de *Phylloceras* sp. "Steinkern", nivel 34, detalle de sección transversal excéntrica y microfacies del relleno sedimentario de cámaras ($\times 1,1$); c': vuelta externa, c'': vueltas internas, escalas en c' y c'' = 1 mm. d) *Erycites fallifax* Arkell. "Steinkern" y sedimento englobante calcáreo-margoso fuertemente bioturbado, nivel 32, sección transversal ($\times 1$). e) *Phylloceras* sp., "Steinkern" de fragmocono, nivel 45 ($\times 1$). Con la excepción de e) y las fotografías de lámina delgada c' y c'', todas las figuras son negativos de réplicas de acetato; por ello aparecen en negro la esparita (p. ej. cemento rellenando cavidades biomóldicas *p.p.* y fracturas tectónicas) y los bioclastos calcíticos que se encuentran dentro del relleno de cámaras, en tonos oscuros los materiales más calcáreos, en tonos claros los materiales más margosos y en blanco las juntas de disolución arcillosas y rellenos margo-arcillosos de "burrows" y de cavidades móldicas.

En general, como puede verse en los ejemplos ilustrados, los ammonites han quedado en el registro fósil de este tramo bajo forma de "steinkern", mostrando en ocasiones una clara línea de sutura. Como consecuencia de su litificación temprana sólo suelen presentar huellas irrelevantes de compactación mecánica, resultando en cambio considerablemente afectados por compactación química (disolución por presión), durante estadios avanzados y tardíos de la evolución diagenética del sedimento (observé el desplazamiento en la grieta de calcita de origen tectónico neógeno en d). Queda claro en las secciones transversales de a) y b) correspondientes a ejemplares recogidos en una superficie de capa, que este proceso ha dejado las señales más intensas sobre aquellas partes del fósil que estaban en contacto inmediato con el sedimento más arcilloso (y de menor solubilidad por presión) del interestrato suprayacente (observé que la mitad superior del espesor de vuelta ha sufrido una reducción de alrededor del 40%). Según se puede comprobar en e), vista lateral de un "steinkern" de fragmocono que ha sufrido una reducción de volumen por compactación química similar a la de los casos a) y b), este proceso, sin embargo, no implica necesariamente la pérdida del modelo sutural superficial; más bien éste suele quedar preservado, a veces de manera casi completa, aunque impreso sobre un plano más interno del "steinkern", donde los septos muestran una morfología menos compleja ("double suture line", Kumm, 1927; Seilacher, 1971).

Por otra parte, la litificación temprana del relleno sedimentario de las conchas (precedente a la eliminación del material esquelético aragonítico), además de impedir una deformación por compactación mecánica, ha favorecido la preservación dentro del "steinkern" de moldes de partes esqueléticas internas (p. ej. paredes internas y septos) que actualmente pueden encontrarse rellenas de: 1) sedimento (hemi)pelágico fino, infiltrado de la interfase deposicional adyacente (comparar con nivel 20L en tramo litológico 2), 2) material residual casi carente de carbonato de calcio, producido a lo largo de superficies de disolución por presión (p. ej. el caso de los septos de la vuelta externa en a) y b), ó 3) cemento esparítico (p. ej. el caso de los septos de la vuelta interna en b). Sin embargo, no siempre, el relleno sedimentario de la concha del ammonite ha sido afectado de forma homogénea por litificación temprana: por ejemplo, en el caso c), un endurecimiento precoz sólo se evidencia en el relleno de las cámaras de la vuelta externa (c'), mientras que la litificación del sedimento dentro de las vueltas internas aparentemente fue aplazado a un momento más tardío de la diagénesis, permitiendo así una bioturbación prolongada y la eliminación de cualquier traza de estructuras esqueléticas aragoníticas. Es probable que en el ejemplo c) esta diferenciación sea debida exclusivamente a un proceso de segregación diagenética; sin embargo, en otros casos parece estar fomentada por diferencias primarias menores en la composición del relleno de cámaras sucesivas de la concha, determinadas por el modo en que se realiza el proceso de relleno (observé el tamaño reducido y relativa escasez del material bioclástico, así como el elevado contenido en material arcilloso en las vueltas internas respecto a la externa en el caso a).

cal en parte; cf. Kälin, 1980) de tamaño arena fina a silt y que la concentración alterna de estos dos tipos de componentes provoca la perceptibilidad de las estructuras tractivas, principalmente laminación paralela, en la parte inferior de las unidades deposicionales (fig. 6 d, e). Los constituyentes subordinados incluyen fragmentos de equinodermos, foraminíferos bentónicos (especialmente pequeñas formas arenaceas: Valvulinidos, ocasionales Lagenidos, generalmente desgastados, y *Spirillina* sp.) y *Globochaete*. Hacia la parte superior, la porción calcarenítica laminada de las capas suele pasar gradualmente (a través de una zona más o menos desarrollada, en la que el espaciamiento entre láminas se hace cada vez más amplio e irregular; término d de Bouma) hacia una calcisiltita peloidal masiva con proporciones variables de detrito esquelético de tamaño arena fina, acumulada por decantación durante los estadios finales de la evolución del flujo (término e de Bouma, fig. 6 f.).

Centamore *et al.* (1971) señalan además entre los componentes de la fracción arena de estos re-sedimentos (llamados por ellos "calcarei bioclastici a granulometria media-fina") la presencia de restos de algas calcáreas y suponen su procedencia de depósitos carbonatados de aguas someras de edad liásica (Pliensbachense?, "Calcare Massiccio"), localmente expuestos a erosión submarina. Si bien la evidencia de nuestras muestras (en particular la aparición esporádica de probables granos revestidos de tamaño pequeño y/o partículas periféricamente micritizadas) no excluye una contribución así, el grueso del material redepositado nos parece que está representado por sedimento (hemi)pelágico penecontemporaneo.

Los depósitos interturbidíticos están representados por "mudstones" a "wackestones" bioclásticos bioturbados, de color claro, en capas de espesor variable entre 5 y 30 cm. En la porción basal del tramo, éstos depósitos que ocasionalmente muestran todavía estructura nodular, se intercalan con algunos niveles de margas, a veces nodulosas. Hacia arriba, en cambio, aparecen dentro de las capas calcáreas lechos lateralmente discontinuos de silex que evidencian, en lámina delgada, la presencia de frecuentes réplicas en calcedonia de radiolarios (fig. 6b) componente esquelético que no ha quedado registrado en la roca encajante carbonatada. También resalta en la microfacies de esta última (fig. 6c), la ausencia de vestigios de conchas de composición primaria aragónica, quedando así una asociación monótona constituida solo por los elementos esqueléticos más resistentes a la disolución (bivalvos tipo *Bositra* con esporádicos *aptychus*, fragmentos de

equinodermos y *Globochaete*; compárese con materiales internodulares del tramo 3).

Bioestratigrafía

Desde la mitad del siglo pasado han sido numerosos los trabajos realizados en la región Um-bro-Marchigiana que han tenido como objetivo de estudio los ammonoideos del Jurásico, y especialmente los procedentes del "Rosso Ammonitico". Sin embargo en la mayor parte de los realizados hasta la mitad de este siglo apenas quedaba esbozado un esquema bioestratigráfico de detalle. Bien por ser son trabajos regionales, en los que solo aparecen largas listas de fósiles, correspondientes a diversas unidades litológicas de la secuencia jurásica (Zittel, 1869; Bonarelli, 1893; Principi, 1909, 1921; Fossa-Mancini, 1915 etc...), o bien por tratarse de extensos estudios sistemático-descriptivos del material de colecciones conservado en museos o procedente de recogidas efectuadas —por lo general de forma indiscriminada— en diversas localidades fosilíferas. Además, gran parte de los ejemplares, seleccionados para el estudio por su óptimo estado de conservación, eran rodados (Fucini, 1899; Bellini, 1900; Merla 1932, 1934; Ramaccioni, 1939, etc...); en consecuencia, los datos bioestratigráficos aportados son escasos y poco precisos.

Es Donovan, en 1958, quien efectúa un primer intento de establecer una biozonación para el Toarciense en áreas mediterráneas —mediante una recolección sistemática de fósiles capa a capa— basándose en las sucesiones de ammonoideos obtenidas en varios cortes de Umbria (con principal referencia a la sección de Valdorbía) y del Canton Ticino (Suiza). En los estudios posteriores, centrados principalmente en los ammonoideos del Lías, los aspectos bioestratigráficos adquieren una mayor importancia. Gallitelli (1969), a partir de un abundante material de edad toarciense, recogido en el "Rosso Ammonitico" de Valdorbía, establece una detallada división a nivel de subzona, completando ampliamente el esquema propuesto por Donovan (*op. cit.*) para el Toarciense mediterráneo. Ferretti (1970, 1972, 1975), por su parte, centra las investigaciones bioestratigráficas sobre el Domeriense apenínico, efectuando una división en horizontes faunísticos. También aspectos bioestratigráficos, relativos al Toarciense, han sido tratados por Venturi en diversas publicaciones (p. ej. 1972, 1973, 1981).

(3) El estudio paleontológico de las especies reseñadas en este trabajo se trata en una publicación aparte (Ureta, in prep.).

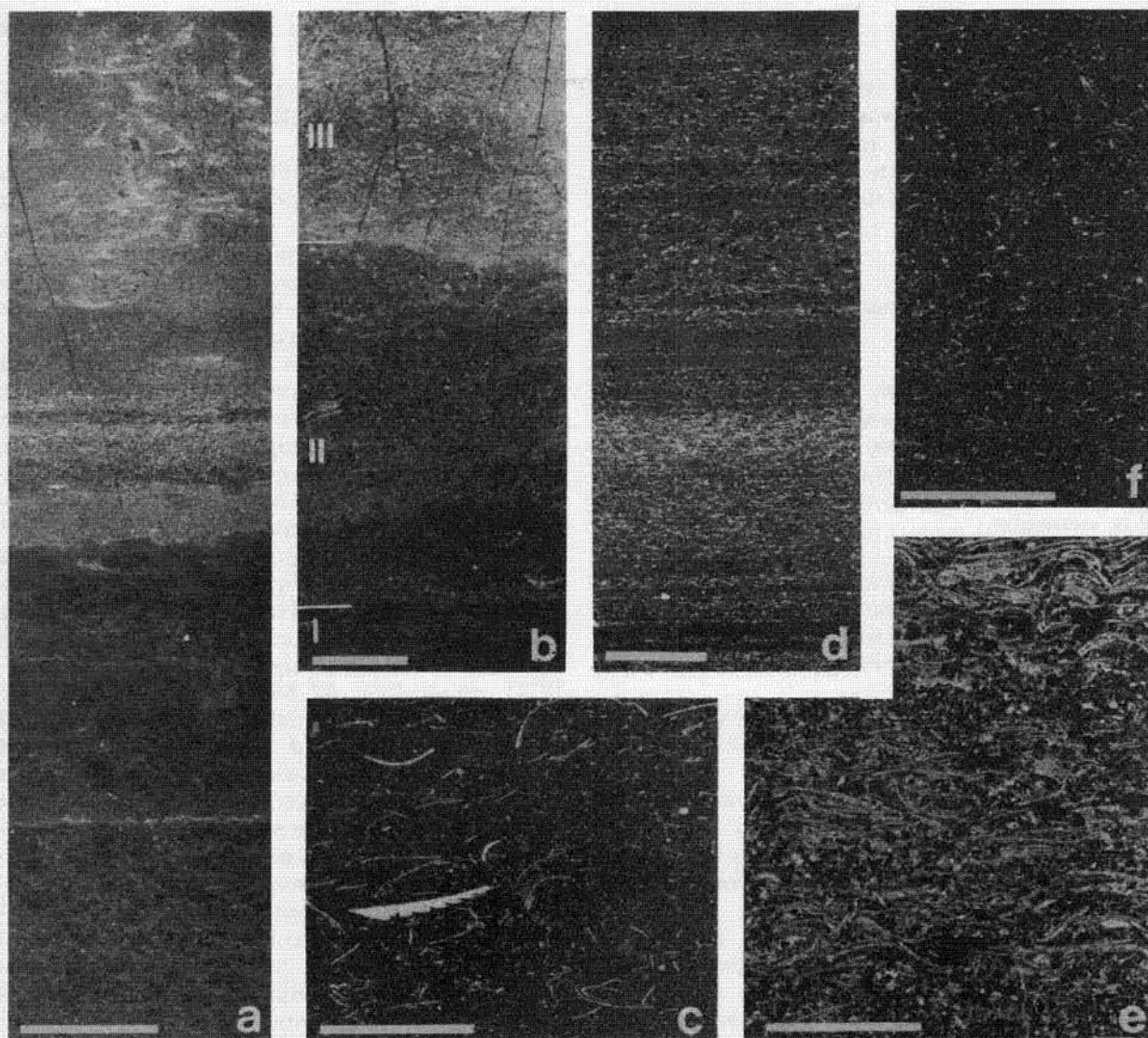


Fig. 6.—a) Parte central de una "turbidita pelágica". "Packstone" de *Bositra* que pasa hacia arriba, mediante un límite textural neto, a "wackestone" bioclástico que muestra una laminación algo difusa en su parte inferior (término d de Bouma); las estructuras de bioturbación están en su mayor parte confinadas a la división pelítica masiva (Bouma T₁), (las 2 juntas de color claro en la porción inferior gruesa de la unidad deposicional son superficies de disolución por presión).— Tramo litológico 4 ("Fm. del Bosso", parte superior), Dogger inf./medio (?); negativo de réplica de acetato, escala = 1 cm.

b) "Chert". I.— "Wackestone" bioclástico interturbidítico donde está incluido (ver también c); II-reborde parcialmente silicificado del "chert"; III-núcleo vítreo del "chert" con minerales arcillosos y de hierro y esporádicos relictos carbonáticos incluidos. Pueden distinguirse en II, dos zonas correspondientes a diferentes grados de reemplazamiento de la matriz micrítica por cuarzo micro-criptocristalino; todo el detrito esquelético carbonático presente en el reborde (II) y en el núcleo (III) se encuentra silicificado. Es particularmente notable la presencia de vestigios de radiolarios (réplicas en calcedonia) exclusivamente en el "chert".— Tramo litológico 4 ("Fm. del Bosso", parte superior), Dogger inf./medio (?); fotografía de lámina delgada, escala = 0,25 cm.

c) "Wackestone" bioclástico (hemi)pelágico, que se caracteriza por la composición monótona de su fracción esquelética (relictos calcéticos de lamelibranquios tipo *Bositra* a los que se asocian esporádicamente *aptychus*, fragmentos de equinodermos y *Globochaete*). Los componentes esqueléticos muestran a veces efectos de deformación por compactación mecánica y puede notarse una tendencia hacia una orientación preferencial paralela a la estratificación, indicando litificación solo en una fase avanzada de enterramiento.— Tramo litológico 4 ("Fm. del Bosso", parte superior), Dogger inf./medio (?); fotografía de lámina delgada, escala = 2 mm.

d) Partel basal de turbidita calcárea (secuencia T_{bc}; 0,5 m. aproximadamente de espesor) con laminación paralela milimétrica irregularmente espaciada, que resulta acentuada por diferencias composicionales entre láminas sucesivas: concentración alterna de fragmentos esqueléticos de bivalvos tipo *Bositra* (tamaño arena media) y agregados de calcilita peloidales (tamaño arena fina y silt); para más detalles ver e).— Tramo litológico 4 ("Fm. del Bosso", parte superior), Dogger medio (?); réplica de acetato, escala = 0,5 cm.

e y f) Turbidita calcárea (0,75 m. aproximadamente de espesor). e): fracción gruesa en la parte basal laminada (término b de Bouma) y f): fracción fina en la parte terminal masiva (término e de Bouma) de la unidad deposicional. Aparte de los dos componentes principales ya mencionados en d), se encuentran en la calcarenita (pst-gst; fig. e) foraminíferos arenáceos pequeños, restos esqueléticos de equinodermos y *Globochaete*; la pelita turbidítica (wst; fig. f) se asemeja estrechamente, desde un punto de vista de microfácies, a la hemipelagita figurada en c), dejando aparte el mayor grado de fragmentación y una mejor clasificación del detrito esquelético incluido.— Tramo litológico 4 ("Fm. del Bosso", parte superior), Dogger inf./medio (?); fotografías de láminas delgadas, escala = 2 mm.

Por el contrario, las referencias al Aalenense son escasas, con excepción de antiguos autores como Bonarelli (1893), que ya en aquel tiempo situaba el Aalenense en la base del Dogger, reconociendo las Zonas Opalinum, Murchisonae y Concavum.

Domeriense superior/Toarciense basal (tramos litológicos 1 y 2)

En un 1^{er} corte parcial, situado al E de las dos fallas principales representadas en la figura 1 (f₁, f₂), se han individualizado 7 horizontes fosilíferos designados con las letras mayúsculas A-G, en la figura 2. La sucesión de ammonoideos registrada es la siguiente:

Yacente: ("slump" intraformacional, "Corniola"): En la parte superior se ha encontrado *Meneghiniceras* sp. (2), *Phylloceratida* indet.

A-4L (techo): *Meneghiniceras lariense* (Meneghini).

B-12L (parte inferior): *Pleuroceras* sp. (aff. gr. *solare* Phillips) (4), *Meneghiniceras lariense* (Meneghini), *Meneghiniceras* sp.

C-12L (parte superior): *Protogrammoceras bassanii* (Fucini) (2), *Neolioceratoides hoffmanni* (Gemmellaro) (2), *Neolioceratoides shopeni* (Fucini) (4), *Lioceratoides* sp., *Meneghiniceras* sp. (4).

D-14L (techo): *Lioceratoides* sp., *Neolioceratoides* sp. (2), *Phylloceras* sp., *Meneghiniceras* sp.

E-16L: Corresponde este nivel al potente "slump" que constituye casi la totalidad del tramo 2. Se ha encontrado *Protogrammoceras* sp. en la parte inferior, *Protogrammoceras* sp. (5) y *Arieticerias* sp. en la parte media, y *Phylloceras* sp. en la parte superior.

F-18L: *Canavaria (Tauromeniceras) elisa* (Fucini), *Emaciaticerias archimedis* (Fucini), *Canavaria (Canavaria) finitima* (Fucini) (2), *Protogrammo-*

ceras cf. *veliferum* (Gemmellaro), *Neolioceratoides hoffmanni* (Gemmellaro), *Meneghiniceras* sp.

Techo: cubierto.

Al w de f₁, en la ribera del río aparecen de nuevo las capas correspondientes a la parte alta del tramo litológico 2. Estratigráficamente por encima del nivel que ha suministrado la asociación F del primer corte efectuado aparece otra asociación, denominada H, en la que se han identificado las siguientes especies:

G-20L: *Dactylioceras (Eodactylites) mirabile* (Fucini) (7), *Dactylioceras (Eodactylites)* cf. *polymorphum* (Fucini), *Dactylioceras (Eodactylites) pseudocommune* (Fucini) (5), *Dactylioceras* sp. (7), *Neolioceratoides shopeni* (Fucini) (3), *Neolioceratoides hoffmanni* (Gemmellaro), *Protogrammoceras* sp., *Meneghiniceras* sp.

La sucesión de ammonites registrada en los materiales autóctonos (fig. 7) es muy similar a las sucesiones citadas por Ferretti (1972, 1975) para este mismo intervalo en otras localidades del Apenino Umbro-Marchigiano. Este autor (1972, 1975), en el área del Monte Nerone, establece por encima de un horizonte con *Arieticerias*, al que atribuye una edad Domeriense medio, un horizonte de *Lioceratoides* representado por *Pleuroceras solare*, *Lioceratoides serotinum* y *Lioceratoides* spp.; un horizonte de *Emaciaticerias* caracterizado por la presencia de este género junto con "*Harpoceras*" *hoffmanni*, "*Hildoceras*" *shopeni*, *Bassaniceras bassanii*, *Fontanelliceras* y *Canavaria* entre otros, y un horizonte de *Dactylioceras* con *D. mirabile*, *D. pseudocommune*, *D. simplex*, *Fontanelliceras juliae*, "*Harpoceras*" *hoffmanni*, *Bassaniceras bassanii*, *Mercaticeras shopeni* y *Lioceratoides* sp. Los dos primeros, a los que atribuye una edad Domeriense superior, serían equivalentes a nuestros horizontes B, C, D, (horizonte de *Lioceratoides*) y F (horizonte de *Emaciaticerias*), y el horizonte de *Dactylioceras*, al que atribuye una edad Toarciense basal, equivaldría a nuestro horizonte G.

Fig. 7.—Ejemplares de ammonites procedentes de los horizontes B, C, D, F y G (niveles 7 a 18), tramos litológicos 1 y 2 ("Fm. Corniola", parte terminal), ? Domeriense terminal/Toarciense basal. 1) *Dactylioceras (Eodactylites) mirabile* (Fucini), GC 20L/2. Individuo adulto (?). 2) *Dactylioceras (Eodactylites) pseudocomune* (Fucini), GCR (procedencia incierta). Individuo joven (?). 3) *Dactylioceras (Eodactylites)* cf. *polymorphum* (Fucini), GC20L/8. Fragmacono. 4) *Pleuroceras* sp. aff. gr. *solare* Phillips, GC12L (inf.)/1. Fragmacono. 5a,b) *Pleuroceras* sp. aff. gr. *solare* Phillips GC12L (inf.)/2. Fragmacono. 6) *Neolioceratoides hoffmanni* (Gemmellaro), GC12L (sup.)/1. Fragmacono. 7) *Protogrammoceras bassanii* (Fucini), GC12L (sup.)/3. 8) *Neolioceratoides shopeni* (Fucini), GC12L (sup.)/5. 9) *Emaciaticerias archimedis* Fucini, GC18L/2. Fragmacono. 10) *Canavaria (Tauromeniceras) elisa* (Fucini), GC18L/1. Fragmacono. 11) *Canavaria (Canavaria) finitima* (Fucini), GC18L/3. Vuelta interna. 12) *Protogrammoceras* cf. *veliferum* (Gemmellaro), GC18L/5. Fragmacono. 13) *Lioceratoides* sp., GC14L/1. Fragmacono. Todos los ejemplares se encuentran reproducidos a tamaño natural. El asterisco indica el comienzo de la cámara de habitación.

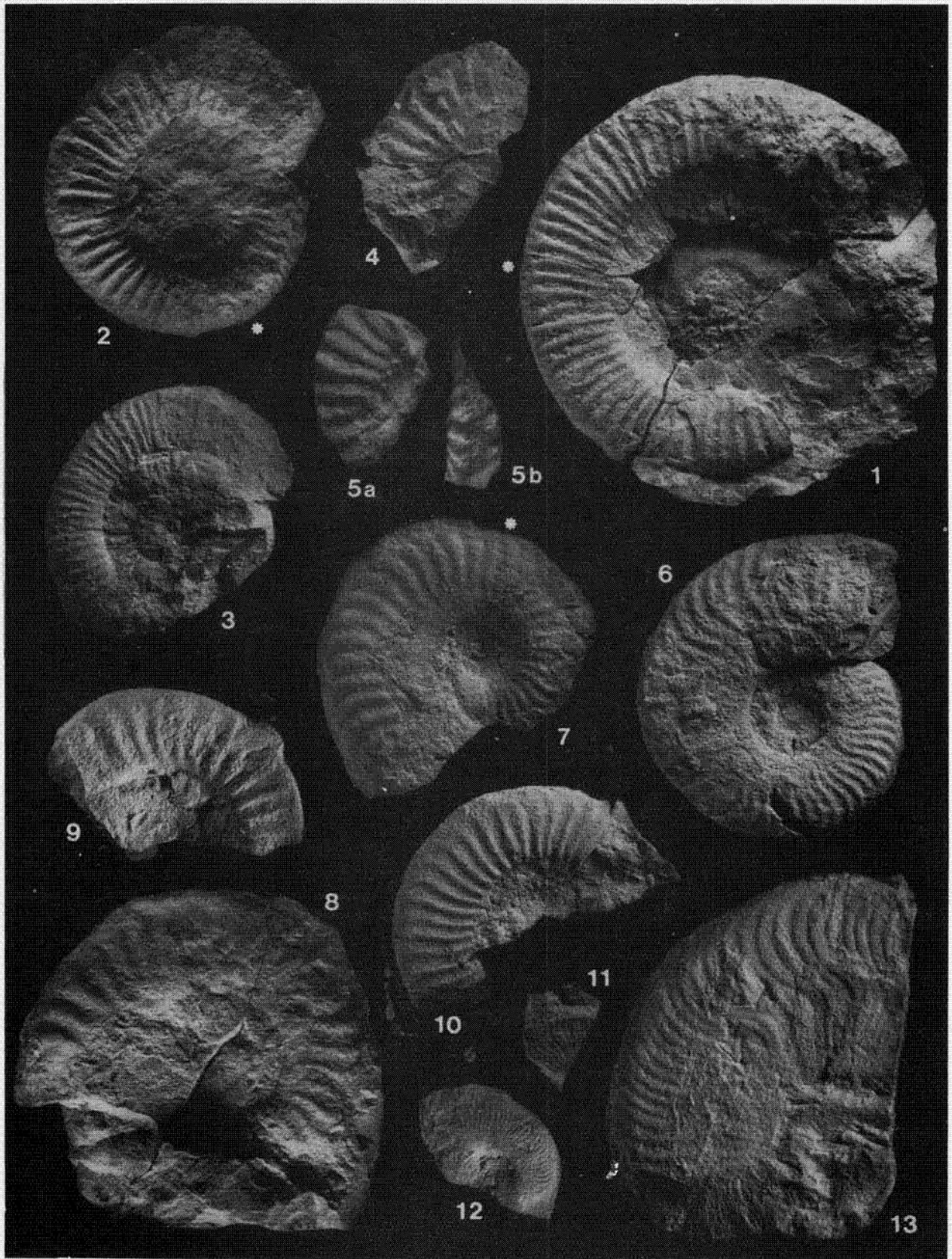


Fig. 7.

La aparición de una rica y diversificada asociación de *Dactylioceras*, que en este caso además coexisten con Hildocerátidos residuales del Domeriense como *Neolioceratorides schopeni* y *N. hoffmanni* es muy típica en áreas mediterráneas y de hecho ha sido tradicionalmente considerado como criterior para establecer el comienzo del Toarciense (Ferretti 1970, 1972; Atrops *et al.* 1970; Mouterde *et al.* 1971; Rivas 1972; Guex 1973; Elmi *et al.* 1974; Urlich 1977; Wiedenmayer 1980; Braga 1982; Comas-Rengifo 1982; Schlatter 1982; Braga *et al.* 1983). Concretamente Ferretti (*op. cit.*) sitúa el límite Domeriense/Toarciense entre la asociación de *Emaciatoceras* y la asociación de *Dactylioceras*, remarcando que en el Apenino Umbro-Marchigiano los representantes de *Dactylioceras* se encuentran constantemente por encima de la asociación con *Emaciatoceras*. Guex (1973), en la zonación que establece para el Toarciense inferior mediterráneo a partir de los cortes realizados en el Atlas medio marroquí, propone una zona basal de Mirabile (con una subzona inferior de Mirabile), cuyo límite inferior se sitúa por debajo de *Dactylioceras mirabile*, *D. polymorphum* y *D. pseudocommune*. Estas especies coexisten con los últimos *Fontanellia*, *Lioceratoides* y *Juraphyllites*, encontrándose esta asociación por encima de los últimos *Pleuroceras*. Guex (*op. cit.*) remarca la gran extensión geográfica del nivel de *Dactylioceras mirabile*, que se puede reconocer también en Argelia, Béticas, Portugal, Nordtirol e Italia. Elmi, Atrops & Mangold (1974) definen posteriormente la base del Toarciense en áreas mediterráneas por la explosión de los *Dactylioceras* del gr. *mirabile*, que suceden a *Emaciatoceras*, *Naxensiceras*, *Tauromeniceras* y *Canavaria*, cuya desaparición suponen contemporánea a la extinción de los Amaltheidos.

En Gorgo a Cerbara, siguiendo el criterio propuesto por Ferretti (*op. cit.*) para el Apenino Umbro-Marchigiano, hemos situado el límite Domeriense/Toarciense entre el horizonte F que contiene la asociación de *Emaciatoceras* y *Canavaria* y el horizonte F correspondiente a la aparición de *Dactylioceras*.

Toarciense superior-Aaleniese p.p. (tramos litológicos 3 y 4)

En un 2º corte parcial levantado al W de las dos fallas principales representadas en la figura 1 (f_1 , f_2), la sucesión de ammonioideos registrada es la siguiente de muro a techo (fig. 8):

- 4.- *Calliphylloceras* sp.
- 5.- *Dumortieria taramellii* Fucini (4), *Phylloceras* sp.
- 11.- *Dumortieria moorei* (Lycett) (2).
- 14.- *Pleydellia* cf. *mactra* (Dumortier), *Cotteswoldia* cf. *costulata* (Zieten).
- 16.- *Pleydellia aalensis* (Zieten), *Erycites?*, *Calliphylloceras* cf. *altisulcatum* (Prinz), *Calliphylloceras* cf. *nilssoni* (Hebert), *Phylloceras* sp. (2), *Lytoceras* sp. (2).
- 20.- *Tmetoceras scissum* (Benecke), *Calliphylloceras altisulcatum* (Prinz), *Calliphylloceras* sp. (2).
- 21.- *Leioceras opalinum* (Reinecke), *Holcophylloceras* cf. *ultramontanum* (Zittel), *Phylloceras* sp.
- 23.- *Calliphylloceras* sp., *Phylloceras* sp.
- 24.- *Leioceras opalinum* (Reinecke), *Catulloceras dumortieri* (Thiolliere) (2), *Hammatoceras* sp., *Alocolytoceras* sp., *Calliphylloceras* sp., *Phylloceras* sp.
- 29.- *Tmetoceras scissum* (Benecke) (5), *Alocolytoceras* cf. *ophioneum* (Benecke), *Phylloceras* cf. *perplanum* Prinz.
- 30.- *Leioceras* sp.
- 32.- *Erycites fallifax* Arkell (11), *Tmetoceras scissum* (Benecke), *Calliphylloceras nilssoni* (Hebert), *Calliphylloceras* cf. *nilssoni* (Hebert), *Phylloceras* sp. (4), *Lytoceras* sp.
- 33.- *Erycites fallifax* Arkell (4), *Erycites* sp. (3), *Tmetoceras scissum* (Benecke) (2), *Holcophylloceras ultramontanum* (Zittel) (3), *Holcophylloceras* cf. *ultramontanum* (Zittel), *Calliphylloceras* cf. *altisulcatum* (Prinz), *Holcophylloceras* sp., *Phylloceras* sp. (5), *Lytoceras* sp. (3).
- 34.- *Ludwigia haugi* Douville, *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Erycites fallifax* Arkell, *Erycites intermedius* Hantken in Prinz, *Tmetoceras scissum* (Benecke), *Alocolytoceras* cf. *ophioneum* (Benecke), *Phylloceras* sp.
- 35.- *Tmetoceras scissum* (Benecke), *Phylloceras* sp.
- 36.- *Ancolioceras opalinoides* (Mayer) (2), *Erycites intermedius* Hantken in Prinz, *Hammatoceras* cf. *perplanum* Prinz in Merla, *Tmetoceras scissum* (Benecke) (3), *Tmetoceras difalense* (Gemmellaro) in Bonarelli (2), *Tmetoceras* sp., *Calliphylloceras nilssoni* (Hebert), *Lytoceras* cf. *rasile* Vacek, *Holcophylloceras* sp (2), *Phylloceras* sp.
- 37.- *Calliphylloceras nilssoni* (Hebert), *Phylloceras* sp. (2).
- 38.- *Planammatoceras* cf. *procerinsigne* (Vacek), *Ancolioceras* sp.
- 40.- *Ancolioceras opalinoides* (Mayer), *Erycites*

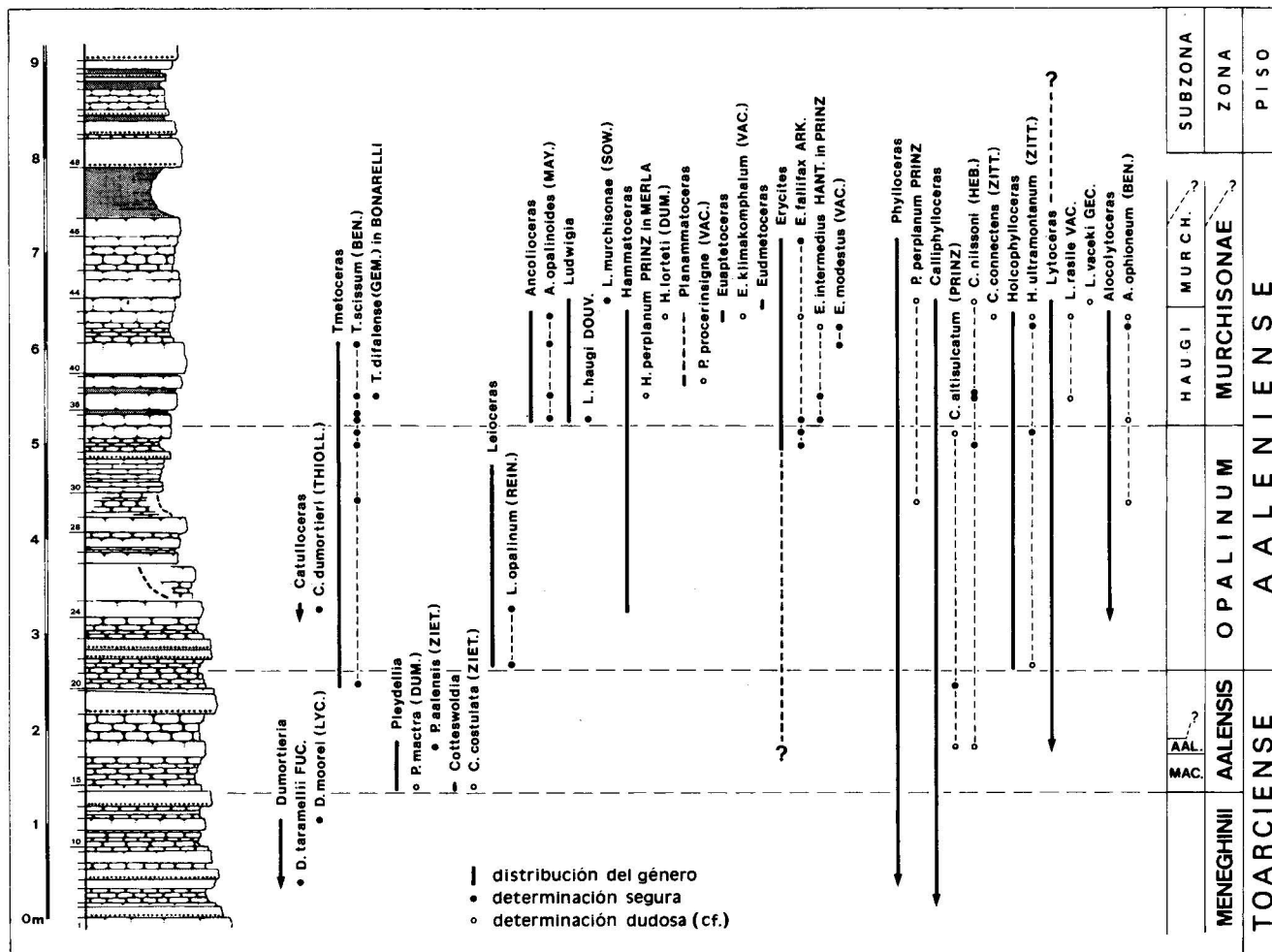


Fig. 8.—Sucesión de los ammonioideos registrados en el superior y Aalenense p.p. en Gorgo a Cerbara (intervalo H en fig. 1 y 2).

- modestus* (Vacek) (4), *Tmetoceras scissum* (Benecke) (2), *Erycites* sp., *Phylloceras* sp.
- 41.— *Erycites modestus* (Vacek), *Erycites* cf. *intermedius* Hantken in Prinz, *Holcophylloceras ultramontanum* (Zittel), *Alocolytoceras ophioneum* (Benecke) (4), *Alocolytoceras* cf. *ophioneum* (Benecke), *Alocolytoceras* sp., *Lytoceras* sp. (2), *Phylloceras* sp.
- 42.— *Ancolloceras opalinoides* (Mayer), *Eycites* cf. *fallifax* Arkell, *Hammatoceras* cf. *lorteti* (Dumortier), *Euaptetoceras* cf. *klimakomphalum* (Vacek), *Ancolloceras* sp., *Hammatoceras* sp., *Planammatoceras?*, *Holcophylloceras* cf. *ultramontanum* (Zittel), *Calliphylloceras* cf. *connectens* (Zittel), *Alocolytoceras* cf. *ophioneum* (Benecke), *Lytoceras* cf. *rasile* Vacek, *Lytoceras* sp. (2), *Holcophylloceras* sp., *Phylloceras* sp. (2).
- 43.— *Ludwigia purchisonae* (Sowerby), *Eudmetoceras* sp., *Calliphylloceras* cf. *nilssoni* (Herbert), *Phylloceras* cf. *perplanum* Prinz, *Lytoceras* cf. *vaceki* Geczy, *Lytoceras* sp. (3), *Calliphylloceras* sp. (2).
- 45.— *Erycites fallifax* Arkell, *Phylloceras* sp.
- 55.— *Lytoceras?*

Toarciense superior

Se ha adoptado la zonación establecida por Donovan (1958) para el área mediterránea. Este autor propone para la parte superior del Toarciense la Zona de *Dumortieria meneghinii*, dentro de la cual reconoce 2 subzonas, una inferior de *D. meneghinii* s.s. y una superior de *Pleydellia* spp. Sin embargo, se restringe la extensión vertical de la zona de *D. meneghinii*, que se hace corresponder con la extensión vertical del género *Dumortieria* en analogía con la Zona Pseudoradiosa del NW de Europa y se considera por encima una Zona Aalensis, ya que la especie índice (*Pleydellia aalensis*) aparece igualmente en áreas mediterráneas. Es decir, se ha seguido el mismo criterio que el adoptado por Geczy (1967) para Hungría y Elmi, Atrops & Mangold (1974) para Argelia.

— Zona Meneghinii: niveles 1-13 (1,35 m)

Esta zona está caracterizada por la extensión vertical del género *Dumortieria*. No obstante, las especies mediterráneas presentan unos rasgos morfológicos claramente diferentes de los de las especies del NW de Europa. Son formas más evolutas, de sección más deprimida y con una costulación cóncava hacia la cámara de habitación. Aunque la especie índice no ha sido encontrada en Gorgo a Cerbara, esta zona ha quedado caracterizada por la presencia de *Dumortieria ta-*

ramellii Fuc. en la parte inferior y *Dumortieria moorei* (Lyc.) en la superior. *D. taramellii* es una especie típicamente mediterránea que ha sido recogida en diferentes puntos del Apenino Central por Fucini (1899), Ramaccioni (1939) (señala *Catulloceras stefaninii* n.sp. considerado aquí sinónimo de *Dumortieria taramellii*) y Levi-Setti (1968) y citada también en la Montaña Bakony (Hungría) con el nombre de *Dumortieria stefaninii*, por Geczy (1967). *D. moorei* es una especie típica del NW de Europa que también ha sido identificada en Irán por Seyed-Emami (1967), en el N. Africa (Argelia) por Elmi, Atrops & Mangold (1974) y en las Cordilleras Béticas por Jiménez & Rivas (1979), en los dos últimos casos asociada a formas de *Pleydellia*. En Gorgo a Cerbara se ha encontrado por debajo de la aparición de *Pleydellia*.

— Zona Aalensis: niveles 14-20 (1,30 m)

Su límite inferior ha quedado marcado por la aparición del género *Pleydellia*. Se han podido reconocer sólo dos de las tres subzonas en que habitualmente se subdivide la Zona Aalensis en el NW de Europa.

— Subzona Mactra: niveles 14-15 (0,40 m).— Está caracterizada por la presencia de *Pleydellia* cf. *mactra* (Dum.) que se encuentra asociada al género *Cotteswoldia*, concretamente, *C. cf. costulata* (Ziet).

— Subzona Aalensis: nivel 16 (0,15 m documentados).— Esta caracterizada por la presencia de *Pleydellia aalensis* (Ziet.) asociada a una forma atribuida, con dudas, al género *Erycites* y a especies de *Calliphylloceras*, como *C. cf. altisulcatum* (Prinz) y *C. cf. nilsoni* (Heb.).

La Subzona Buckmani no ha sido reconocida, ya que las formas de *Pleydellia* del gr. *buckmani* (Maub.) están ausentes; pero, en el techo de la Zona Aalensis tiene lugar la aparición de *Tmetoceras scissum* (Ben.) junto con *Calliphylloceras altisulcatum*.

Parece ser un hecho generalizado en áreas mediterráneas la ausencia de *Pleydellia* en la parte superior de la Zona Aalensis. Gallitelli (1969) en Valdorbja, localidad cercana a la estudiada, solamente señala como significativo de esta zona la presencia de *Pleydellia* y *Erycites*, sin poder realizar mayores precisiones. En Djebel Nador (Argelia), Elmi & Caloo-Fortier (1985) —que hacen comenzar la Zona Aalensis por los niveles de *Dumortieria* gr. *moorei* (Lyc.)— reconocen 3 asociaciones. La primera, con *Pleydellia flamandi* Elmi-Caloo, equivaldría temporalmente a la Subzona Mactra, mientras que las 2 restantes presentan una fauna característica de la Subzona Aalensis.

En la Montaña Bakony (Hungria) Geczy (1967), señala una Zona Aalensis con un desarrollo de 0,90 m. caracterizada por *Pleydellia aalensis ovalis* y *Pleydellia crinita* Buck., junto con varias formas de Phyllocerátidos. En Kerman (Irán), Seyed-Emami (1967) describe de la zona Aalensis varias especies de *Pleydellia*, indicativas únicamente de las Subzonas Macra y Aalensis. Sin embargo, en las Cordilleras Béticas se señala la presencia frecuente de *Pleydellia* del gr. *buckmani* Maub., típicas de la parte superior de la Zona Aalensis, Sz. Buckmani, además de otras 2 asociaciones correspondientes a la parte inferior y media de esta zona, Sz. Mactra y Sz. Aalensis respectivamente (Jiménez & Rivas; 1979).

Aaleniense

Se ha adoptado la zonación standard NW-Europea, por la presencia —aunque escasa y esporádica— de especies características de las cuencas epicontinentales al norte del Tethys, que se encuentran en la zona Umbro-Marchigiana coexistiendo con formas típicamente mediterráneas. Se ha reconocido la Zona Opalinum y la parte inferior y media de la Zona Murchisonae. A partir de la Subzona Murchisonae, desaparecen del registro restos significativos de ammonites (exceptuando *aptychus* esporádicos y un ejemplar mal preservado atribuido con duda a *Lytoceras*), por lo que no se ha podido identificar la Zona Concaum, ni establecer el límite Aaleniense/Bajociense.

– Zona Opalinum: niveles 21-33 (2,60 m)

Se caracteriza por la distribución vertical del género *Leioceras*, cuya aparición marca el límite Toarciense-Aaleniense. La relativa escasez de Ammonitina, y en particular, de representantes de *Leioceratinae*, no ha permitido reconocer subzonas. En la parte inferior se ha recogido *Leioceras opalinum* (Rein), pero no se han encontrado *Leioceras* pertenecientes al grupo *comptum* (Rein.), índice de la subzona con dicho nombre. En Umbria esta especie parece estar escasamente representada. Bonarelli (1893), dentro de la larga lista de especies que cita del Aaleniense del Apenino Central, no la menciona y Venturi (1985) que describe un ejemplar atribuido a *Leioceras bifidatum* Buck. recogido en Monti Martani, no puede precisar el nivel de procedencia. En contraste, esta especie está ampliamente representada en las Cordilleras Béticas (Linares, 1979) y Hungría (Geczy, 1967), donde *Leioceras comptum* aparece en gran número y con alta diversidad morfológica.

Leioceras opalinum se encuentra asociada a *Hammatoceras* sp. y *Catullocheras dumortieri* (Thioll.) en la parte alta de su distribución. Está última especie en el NW de Europa se encuentra en el Toarciense superior (Zona Pseudoradosa), pero en áreas mediterráneas parece persistir durante más tiempo, siendo la posición que ocupa en nuestro caso una de las más tardías citadas. En esta misma posición fue también encontrada por Bonarelli (1893) en Valdorbja y Val Tenetra (Apenino Central).

En el techo se aprecia un notable aumento del número de ammonites, siendo particularmente reseñable la aparición de un horizonte (niveles 32 y 33) con *Erycites fallifax* Arkell, especie que aparece de forma brusca y numerosa junto con *Tmetoceras scissum* (Ben.). Estos niveles parecen ser muy típicos en el Apenino Umbro-Marchigiano y esta asociación suele considerarse, de hecho, en la literatura local como diagnóstica de materiales de edad aaleniense. Los Phyllocerátidos y Lytocerátidos están presentes en toda la Zona, siendo interesante reseñar que el comienzo del género *Holcophylloceras*, concretamente *H. ultramontanum* (Zitt.), coincide con la aparición de *Leioceras*. Se encuentran además *Phylloceras perplanum* Prinz y *Alocolytoceras ophioneum* (Ben.) en la parte superior, mientras que persisten *Calliphylloceras altisulcatum* y *C. nilssoni*.

– Zona Murchisonae: niveles 34 a 45 (2,03 m documentados)

Viene definida por la aparición y expansión del género *Ludwigia*, cuyo desarrollo temporal corresponde a la parte inferior y media de esta zona. La parte superior no ha podido ser recocida por la ausencia de fósiles de ammonites.

– Subzona Haugi: niveles 34 a 42 (1,23 m). Está caracterizada por la presencia de *Ludwigia haugi* Douv. Su aparición, que marca el límite inferior de la subzona, coincide con la de *Ancolioceras opalinoides* (May.). Esta especie muestra una distribución notablemente amplia, ya que se extiende por toda la subzona, y posee el mayor número de representantes dentro de las Graphoceratidos recogidos. Esta frecuencia se ha constatado también en otros puntos de área mediterránea, como las Cordilleras Béticas (Linares, 1979), Alpi Feltrine (Bruna & Martire, 1985), Kammerker (Nordtirol; Fischer, 1969, 1970) y Montaña Bakony (Geczy, 1967).

Tmetoceras scissum (Ben.) persiste durante la mayor parte de esta subzona, pero su mayor frecuencia se encuentra en la base. También, en la parte inferior, aparece *Tmetoceras difalense* (Gem.) que, al parecer, sólo ha sido citado por

Gemmellaro (1886) en Sicilia y por Bonarelli (1893) en Umbria.

Los Hammatoceratidos presentan en la Subzona Haugi su mayor expansión. En la mitad inferior se encuentra *Hammatoceras perplanum* Prinz in Merla y *Planmatoceras lorteti* (Dum.) y *Euap-tetoceras* cf. *Klimakomphalum* (Vac.), siendo reseñable la temprana aparición de esta última especie, ya que generalmente se cita en la Zona Concavum y, con menos frecuencia, en la Subzona Bradfordensis (Renz, 1925; Geczy, 1967; Linares, 1979). El género *Erycites* está representado por 3 especies: *E. fallifax* Arkell frecuente en la base aunque su distribución llega hasta la Subzona Murchisonae; *E. intermedius* Hant. in Prinz que se extiende por casi toda la subzona (sin embargo, en Hungría su distribución es más reciente, ya que abarca la parte superior de la Subzona Murchisonae y la parte inferior de la Subzona Bradfordensis; Geczy, 1966) y *E. modestus* (Vac.) que aparece en la parte alta de esta subzona (niveles 40 y 41) y está representada por numerosos ejemplares. Esta última especie ha sido reconocida también en otras áreas del dominio sur del Tethys, en una posición estratigráfica similar: en la Montaña Bakony se extiende por la parte superior de la subzona de *Costileioceras opalinoide*s (equivalente temporal de la Subzona Haugi) y la extrema base de la subzona de *Ludwigia murchisonae* (Geczy, 1966). En Kammerker, Nordtirol, presenta una distribución más amplia, que abarca desde el techo de la Subzona Comptum a la base de la Subzona Murchisonae, aunque su mayor frecuencia parece situarse en la base de esta última subzona (Fischer, 1969).

Con respecto a Phyllocerátidos y Lytocerátidos, sólo cabe señalar la permanencia de *Phylloceras perplanum* Prinz, *Calliphylloceras nilssoni* (Heb.), *Holcophylloceras ultramontanum* (Zitt.) y *Alocolyteras ophioneum* (Ben.) y la aparición de *Calliphylloceras connectens* (Zitt.) y *Lytoceras rasile* Vac.

– Subzona Murchisonae: niveles 43 a 54 (0,80 m documentados). Está definida por la presencia de la especie índice *Ludwigia murchisonae* (Sow.), cuya aparición marca el límite inferior de la subzona. Esta especie ya había sido señalada en Umbria (Bonarelli, 1893), Alpi Feltrine (Dal Piaz, 1907) y Alpe Turati, concretamente en el techo del “Ammonitico Rosso Lombardo” (Pinna, 1971). En Gorgo a Cerbara se encuentra asociada a *Eudmetoceras* sp. Por encima se encuentra *Erycites fallifax* Arkell, junto con algunas formas de *Phylloceras* sp.

El último registro de ammonites corresponde a un ejemplar situado 1,70 m por encima de *Eryci-*

tes (nivel 55), cuyo estado de preservación sólo permite atribuirlo con dudas a *Lytoceras*.

Conclusiones

Los resultados obtenidos del estudio del intervalo Pliensbacheinse superior - Dogger medio (?) dentro de la secuencia de profundización jurásica en Gorgo a Cerbara (Apenino Umbro-Marchigiano), han permitido realizar una serie de precisiones relativas tanto al marco estratigráfico local, como a nivel regional. Los puntos más destacables son los siguientes:

– La sucesión de ammonioideos registrada en las hemipelagitas de la parte superior de la “Fm. Corniola” permite atribuir a este intervalo litológico (tramos 1 y 2) una edad Domeriense superior-Toarciense basal. El límite entre ambos pisos ha sido colocado siguiendo el criterio tradicionalmente utilizado en áreas mediterráneas, es decir entre la asociación de Emaciatoceras y la asociación de Dactylioceras. Estas formas de Dactylioceras pertenecientes al grupo mirabile se encuentran acumuladas en una capa que termina con un “hardground” incipiente. Esta discontinuidad deposicional situada en el techo de la “Fm. Corniola”, ya había sido reconocida en otros puntos del dominio Umbro-Marchigiano (Elmi, 1981, p. 258).

– Dentro de las calizas nodulosas del Toarciense superior y Aaleniense *p.p.* (tramo litológico 3, “Mb. Rosso Ammonitico”, parte superior/” Mb. Calcari e Marne a Posidonia”, parte basal), la sucesión de ammonioideos registrada ha permitido establecer una biozonación, en algunos casos incluso a nivel de subzona: en el Toarciense superior se reconocen la Zona Meneghinii y la Zona Aalensis, con las Subzonas Mactra y Aalensis, no habiéndose podido identificar la Subzona Buckmani. El Aaleniense solo se encuentra documentado paleontológicamente hasta su parte media, con un desarrollo de 4,60 m. La presencia de Graphocerátidos permite adoptar la escala zonal estandar del NW de Europa. El límite inferior se ha marcado con la aparición de *Leioceras* habiéndose reconocido las Zonas Opalinum y Murchisonae *p.p.* La ausencia de fósiles característicos en la Zona Opalinum no ha permitido efectuar una división a nivel de subzona; sin embargo, dentro de la Zona Murchisonae se han podido distinguir las Subzonas Haugi y Murchisonae *p.p.*

Los restos fósiles de ammonioideos que han quedado registrados en este tramo 3 acusan, en general, un deficiente estado de preservación, no

tanto imputable a fenómenos bioestratinómicos y diagenéticos tempranos (ya que la litificación temprana del relleno favorece la conservación de la geometría de la concha), sino esencialmente a efectos de compactación química (disolución por presión) durante fases avanzadas y tardías de la diagénesis. La prueba más clara de la importancia de este proceso se encuentra en la frecuente aparición del fenómeno de “doble sutura”, al quedar el modelo sutural superficial impreso sobre un plano más interno del “steinkern”, donde el contorno de los septos muestra una forma menos sinuosa.

– Por falta de preservación de restos de organismos con esqueleto aragonítico, el último tramo de la sucesión levantada (tramo 4) queda sin diferenciar desde un punto de vista biocronológico. Sin embargo, al estrapolar las dataciones efectuadas mediante radiolarios por Baumgartner (1984) en el corte cercano del Torrente Bosso, puede suponerse que los 25 a 30 m de serie dominada por calciturbiditas correspondiente a la parte media (tramo 4) y superior del “Mb. Calcari e Marne a Posidonia”, tendrían que representar el intervalo temporal Aalenense superior-Bajociense/Bathonense *p.p.*, aunque sospechamos que la banda margosa (capa 47) que marca el límite entre los tramos 3 y 4 puede representar buena parte de este intervalo.

La desaparición en el registro sedimentario autóctono de vestigios de material esquelético aragonítico a partir del Aalenense medio (Subzona Murchisonae) no parece responder a factores ambientales locales, ya que los datos obtenidos en otras secciones revisadas parecen indicar el sincronismo de este evento en situaciones de cuenca en el dominio paleogeográfico Umbro-Marchigiano. Por tanto suponemos que este hecho se encuentra relacionado con la historia de subsidencia y de evolución batimétrica regional.

AGRADECIMIENTOS

Queremos hacer constar nuestro especial agradecimiento al Dr. S. Cresta (Servicio Geológico de Italia) por su valiosa ayuda al poner a nuestra disposición datos no publicados relativos a la estratigrafía del área en cuestión. A la Dra. M.J. Comas (U.C.M.) y los Dres. J.C. Braga y P. Rivas por su cooperación en la determinación de los ammonoideos procedentes del Domerense superior y Toarciense basal y a los Dres. A. Goy (U.C.M.) y D. Bernoulli (E.T.M. Zurich) por la lectura crítica del manuscrito.

Este tema de investigación fue iniciado durante la estancia de uno de los autores (S.U.) en el Dipartimento di Scienze della Terra de Pisa con una Beca del P.F.P.I. del Ministerio Español de Educación y Ciencia. La publicación ha sido financiada con una contribución del fondo M.P.I. 40% (“Rapporti tra Alpi e Appennino”; U.L. di Pisa).

Referencias

- Atrops, F.; Dubel, C.; Elmi, S. & Revert, J. (1970): La limite Domérien-Toarcién et l'apparition de la sédimentation marine dans le Lias des Monts de Rhar-Roubane (Ouest Algérien). *Bull. de la Soc. d'Hist. Nat. de l'Afrique du Nord*, 67: 9-18.
- Baumgartner, P.O. (1984): A Middle Jurassic-Early Cretaceous Low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. *Eclog. geol. Helv.*, 77: 729-837.
- Bellini, R. (1900): Les ammonites du calcaire rouge ammonitique (Toarcién) de l'Ombrie. *J. Conchyl.*, 48: 122-164.
- Bernoulli, D. (1967): Probleme der Sedimentation im Jura Westgriechenlands und des zentralen Apennin. *Verh. natf. Ges. Basel*, 78: 35-54.
- Bernoulli, D. (1971): Redeposited pelagic sediments in the Jurassic of the Central Mediterranean Area. In: *Colloque du Jurassique méditerranéen* (E. Végh Neubrandt, edit.) Inst. Geol. Pub. Hungarici Ann., 54: 71-90.
- Bernoulli, D. (1972): North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison. In: *Init. Repts. DSDP, 11* (C.D. Hollister, J.I. Ewing *et al.*), U.S. Govt. Printing Office, Washington, 801-871.
- Bernoulli, D. & Jenkyns, H.C. (1970): A Jurassic Basin: The Glashenbach Gorge, Salzburg, Austria. *Verh. Geol. Bundesanst.* (Wien), 1970: 504-531.
- Bernoulli, D. & Jenkyns, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation* (R.H. Dott y R.H. Shaver, edit.) Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 19: 129-160.
- Bernoulli, D.; Kälin, O. & Patacca, E. (1979): A sunken continental margin of the Mesozoic Tethys: the Northern and Central Apennines. *Publ. Spec. Assoc. Sédimentol. Franç.*, 1: 197-210.
- Bonarelli, G. (1983): Osservazioni sul Toarciense e l'Aaleniano dell'Appennino Centrale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 12: 195-254.
- Bonarelli, G. (1899): Cefalopodi sinemuriani dell'Appennino Centrale. *Paleont. Ital.*, 5: 55-83.
- Bosellini, A. (1981): The Emilia Fault: a Jurassic fracture zone that evolved into a Cretaceous-Paleogene sinistral wrench fault. *Boll. Soc. Geol. It.*, 100: 161-169.
- Braga, J.C. (1982): *Ammonites del Domerense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, S. de España)*. Tesis Univ. Granada (en prensa): 382 p.
- Braga, J.C.; Jiménez, A.P. & Rivas, P. (1983): Los Hildoceratidae del tránsito Domerense-Toarciense de la Zona Subbética (cordilleras Béticas, S. de España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 80: 133-152.
- Bruna, G. & Martire, L. (1985): La successione giurassica (Pliensbachiano-Kimmeridgiano) delle Alpi Feltrine (Belluno). *Riv. Ital. Pal. e Strat.*, 91: 15-62.
- Canavari, M. (1891): Un nuovo esempio di discordanza tra il Titoniano e il Lias osservato nell'Appennino centrale. *Proc. verb. Soc. Tosc. Sci. nat.*, 8: 12-13.
- Castellarin, A.; Colacicchi, R. & Praturlon, A. (1978): Fasi distensive trascorrenze e sovrascorrimenti lungo la “Linea Ancona-Anzio”, dal Lias medio al Pliocene. *Geologica Romana*, 17: 161-189.
- Catalano, R. & D'Argenio, B. (1982): Infraliassic strike-slip tectonics in Sicily and Southern Apennines. *Rend. Soc. Geol. It.*, 5: 5-10.
- Centamore, E.; Chiocchini, M.; Deiana, G.; Micarelli, A. & Pieruccini, U. (1971): Contributo alla conoscenza del Giurassico dell'Appennino Umbro-Marchigiano. *Studi Geologici Camerti*, 1: 7-89.
- Colacicchi, R.; Passeri, L. & Piali, G. (1970): Nuovi dati sul Giurese umbro-marchigiano ed ipotesi per un suo inquadramento regionale. *Mem. Soc. geol. ital.*, 9: 839-873.
- Colacicchi, R. & Piali, G. (1967): Dati a conferma di una lacuna dovuta ad emersione nel Giurese del Monte Cucco (Appennino umbro). *Boll. Soc. Geol. It.*, 86: 179-194.

- Colacicchi, R. & Piali, G. (1969): Relationships between some peculiar features of Jurassic sedimentation and paleogeography in the Umbro-Marchigiano Basin (Central Italy). Preprint. *Colloque du Jurassique méditerranéen*. Budapest 1969.
- Coli, M. (1980): The role of salt-tectonics in the sedimentary and tectonic evolution of the Umbra-Marche region, Northern Apennines. *Rend. Soc. Geol. It.*, 3: 11-12.
- Comas-Rengifo, M.J. (1982): *El Pliensbachien de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctorales n.º 19/85*, Editorial de la Universidad Complutense de Madrid (1985), 591 p.
- Conti, M.A. & Fischer, J.C. (1982a): La faune à gastropodes du jurassique moyen de Case Canepine (Umbria, Italia). Systématique, paléobiogéographie, paléoécologie. *Geologica Rom.*, 21: 125-183.
- Conti, M.A. & Fischer, J.C. (1982b): Gasteropodi Bajociani: Ecologia e Paleobiogeografia. *Geologica Rom.*, 21: 879-884.
- Channell, J.E.T.; Lowrie, W.; Piali, P. & Venturi, F. (1984): Jurassic magnetic stratigraphy from Umbrian (Italian) land sections. *Earth and Planetary Sc. Lett.*, 68: 309-325.
- Dal Piaz, G. (1907): Le Alpi Feltrine. *Mem. R. Ist. Veneto Sc. L.A.*, 27: 1-176.
- Donovan, D. T. (1958): The Ammonite Zones of the Toarcian (Ammonitico Rosso Facies) of Southern Switzerland and Italy. *Eclog. geol. Helv.*, 51: 33-60.
- Elmi, S. (1981): Sédimentation rythmique et organisation séquentielle dans les Ammonitico-Rosso et les facies associés du Jurassique de la Méditerranée occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules. In: *Proc. Rosso Ammonitico Symp.* (A. Farinacci y S. Elmi, edit.), Edizioni Tecnoscienza, Roma, 251-299.
- Elmi, S.; Atrops, F. & Mangold, C. (1974): Les zones d'Ammonites du Domérien-Callovien de l'Algérie occidentale. Première partie: Domérien-Toarcien. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 61: 1-83.
- Elmi, S. & Caloo-Fortier, B. (1985): Eléments essentiels des peuplements d'Ammonites du Toarcien terminal-Aalénien en Oranique (Algérie occidentale). *Cahiers de l'Inst. Catholique Lyon*, 14: 43-57.
- Farinacci, A. (1967): La serie Giurassico-Neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull'interpretazione paleogeografica delle aree di facies Umbro-Marchigiana. *Geologica Rom.*, 6: 421-480.
- Farinacci, A. (1970): Etá, batimetria, temperature, sedimentazione e subsidenza nelle serie carbonatiche dell'intrageoanticlinale mesozoica Umbro-Marchigiana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 89: 317-332.
- Farinacci, A.; Mariotti, N.; Nicosia, U.; Pallini, G. & Schiavino, F. (1981): Jurassic sediments in the umbro-marchean Apennines: an alternative model. In: "Rosso Ammonitico Symposium" *Proc.* (A. Farinacci y S. Elmi, edit.) Edizioni Tecnoscienza-Roma, 335-398.
- Ferretti, A. (1970): Il limite Domeriano-Toarciano nei gruppi montuosi del Nerone e del Catria (Appennino Marchigiano). *Riv. Ital. Pal. e Strat.*, 76: 445-462.
- Ferretti, A. (1972): Ricerche biostratigrafiche sul Domeriano del gruppo montuoso del Nerone (Appennino Marchigiano). *Riv. Ital. Pal. e Strat.*, 78: 93-130.
- Ferretti, A. (1975): Ricerche biostratigrafiche sul Sinemuriano-Pliensbachiano nella gola del F. Bosso (Appennino marchigiano). *Riv. Ital. Pal. e strat.*, 81: 161-194.
- Fischer, R. (1969): Roter Ammonitenkalk und Radiolarit aus dem unteren Dogger der Kammerker (Nordtirol). *Mitt. Bayer. Staatssaml. Paläont. hist. Geol.*, 9: 93-116.
- Fischer, R. (1970): Ammoniten aus dem Aalenium der nördlichen Kalkalpen. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 10: 585-604.
- Fossa-Mancini, E. (1915): Lias e Giura nella Montagna della Rossa. *Atti Soc. tosc. Sci. nat.*, 30: 220-247.
- Fucini, A. (1899): Ammoniti del Lias medio dell'Appennino Centrale. *Paleont. It.* 5: 145-185.
- Gallitelli, M. F. (1969): Ammoniti e stratigrafia del Toarciano Umbro-Marchigiano (Appennino Centrale). *Boll. Soc. Paleont. It.*, 8: 11-62.
- Garrison, R.E. & Kennedy, W.J. (1977): Origin of solution seams and flaser structure in Upper Cretaceous chalks of southern England. *Sedimentary Geology*, 19: 107-137.
- Gezsy, B. (1966): Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie-Part I (Hammatoceratidae). *Geologica Hungarica*, sér. Palaeont., 34: 1-275.
- Gezsy, B. (1967): Ammonoides jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie-Part II (excl. Hammatoceratidae). *Geologica Hungarica*, sér. Palaeont., 35: 1-413.
- Gemmellaro, G. (1886): Sul Dogger inferiore di Monte San Giuliano (Erice). *Bull. Soc. Sc. Nat. Econ., Palermo*, 17: 197-213.
- Guex, J. (1973): Aperçu biostratigraphique sur le Toarcien inférieur du Moyen-Atlas marocain et discussion sur la zonation de ce sous-étage dans les séries méditerranéennes. *Eclogae geol. Helv.*, 66: 493-523.
- Jacobacci, A.; Centamore, E.; Chiocchini, M.; Malferrari, N.; Martelli, G. & Micarelli, A. (1974): Note esplicative della Carta Geologica d'Italia, Foglio 290 CAGLI, escala 1:50.000. Nuova Tecnica Grafica, Roma.
- Jenkyns, H.C. (1971): The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. *Lethaia*, 4: 327-352.
- Jenkyns, H.C. (1974): Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. In: *Pelagic sediments: on Land under the Sea* (K.J. Hsü y H.C. Jenkyns, edit.). Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol., 1: 249-271.
- Jenkyns, H.C. (1978): Pelagic environments. In: *Sedimentary environments and facies* (H.G. Reading, edit.) Blackwell Scientific Publications, Oxford-London-Edinburgh-Melbourne, 314-370.
- Jenkyns, H.C. (1980): Tethys: past and present. *Proc. Geol. Assoc.* 91: 107-118.
- Jenkyns, H.C. & Winterer, E. L. (1982): Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. *Earth and Planetary Sc. Lett.*, 60: 351-375.
- Jiménez, A.P. & Rivas, P. (1979): El Toarciense en la zona Subbética. *Cuad. Geol.*, 10: 397-411 (aparecido en 1981).
- Kälin, O. (1980): *Schizosphaerella punctulata* Deflandre & Dangeard: Wall ultrastructure and preservation in deeper-water carbonate sediments of the Tethyan Jurassic. *Eclogae geol. Helv.*, 73: 983-1.008.
- Kälin, O. & Bernoulli, D. (1984): *Schizosphaerella* Deflandre & Dangeard in Jurassic deeper-water carbonate sediments, Magazan continental margin (Hole 547 B) and Mesozoic Tethys. In: *Init. Repts. DSDP*, 79 (K. Hinz, E.L. Winterer et al.), U.S. Govt. Printing Office, Washington, 411-435.
- Kälin, O.; Patacca, E. & Renz, O. (1979): Jurassic pelagic deposits from southeastern Tuscany: aspects of sedimentation and new biostratigraphic data. *Eclog. geol. Helv.*, 72: 715-762.
- Kelts, K. (1981): Comparison of aspects of the translational tectonics and sedimentation in the Gulf of California and along the Mesozoic Northern Pennine margin. *Eclogae geol. Helv.*, 74: 317-338.
- Kennedy, W.J. & Garrison, R.E. (1975): Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology*, 22: 311-386.
- Kumm, A. (1927): Diagenetische und metagenetische Veränderungen an Ceratiten. *J. Ber. Nieders. Geol. Ver.*, 20: 1-40.
- Levi-Setti, F. (1968): Ammoniti del genere *Dumortieria* nella serie toarciense del passo del Furlo (Appennino centrale). *Atti Soc. Sci. Nat. e Mus. Civ. Sto. Nat. Milano*, 107: 317-347.
- Linares, A. (1927): El Aalenense en la zona Subbética. *Cuad. Geol.*, 10: 413-424 (aparecido en 1981).
- Merla, G. (1932): Ammoniti giuresi dell'Appennino Centrale. I. Hildoceratidae. *Paleont. It.*, 33: 1-54.
- Merla, G. (1934): Ammoniti giuresi dell'Appennino Centrale. II. Hammatoceratinae Buck. *Paleont. It.*, 34: 1-29.
- Morena, T. (1897): Il Sinemuriano negli strati a *Terebratula aspasia* Men. dell'Appennino centrale. *Boll. Soc. Geol. It.*, 16: 183-186.
- Mouterde, R.; Busnardo, R. & Linares, A. (1971): Le Domé-

- rien supérieur dans le Subbétique Central (Andalousie), (Donnés préliminaires). *Cuad. Geol. Iber.*, 2: 237-254.
- Ogg, J.G. (1981): Middle and Upper Jurassic sedimentation history of the Trento Plateau (Northern Italy). In: "*Rosso Ammonitico Symposium*" *Proc.* (A. Farinacci y S. Elmi. edit.) Edizioni Tecnoscienza-Roma, 479-503.
- Ogg, J.G. & Steiner, M.B. (1984): Jurassic magnetic polarity time scale: current status and compilation. In: *International symposium on Jurassic Stratigraphy*, Erlangen 1984, 3, 777-794.
- Pallini, G. & Schiavinotto, F. (1981): The Upper Jurassic coral assemblages in the umbro-marchean facies (Central Italy): a survey of their finding and paleoecological meaning. In "*Rosso Ammonitico Symposium*" *Proc.* (A. Farinacci y S. Elmi edit.) Edizioni Tecnoscienza-Roma, 505-519.
- Pinna, G. (1971): Présence du Dogger inférieur sous le faciès "Ammonitico Rosso" dans la série de l'Alpe Turati (Como, Italia). Colloque du Jurassique, Luxembourg. (1967). Publ.: *Mém. B.R.G.M Fr.*, 75: 443-445.
- Principi, P. (1909): Osservazioni geologiche sul Monte Subasio. *Boll. Soc. Geol. It.*, 28: 254-266.
- Principi, P. (1921): La geologia del gruppo del Monte Catria e del Monte Nerone. *Boll. Soc. Geol. It.*, 40: 51-85.
- Ramaccioni, G. (1939): Fauna giurassica e cretacea di Monte Cucco e dintorni (Appennino Centrale). *Paleont. It.*, 39 (n. ser. 9): 143-213.
- Reading, H.G. (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. In: *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*. Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol., 4: 7-26.
- Renz, C. (1925): Beiträge zur Cephalopodenfauna des älteren Doggers am Monte San Giuliano (Monte Erice) bei Trapani in Westsizilien. *Abh. Schweiz. paleont. Ges.*, 45: 1-33.
- Rivas, P. (1972): Estudio paleontológico estratigráfico del Lias en el Sector Central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Doctoral, Univ. Granada* (resumen n.º 29: 77 p.).
- Royden, L.; Schlatter, J.G. & von Herzen, R.P. (1980): Continental margin subsidence and heat flow: important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 64: 173-187.
- Scarsella, F. (1950): Sui rapporti stratigrafici del "Calcere Massiccio" (Calcere di Scogliera Hettangiano) con i soprastanti piani stratificati della serie giurassica nell'Appennino umbro-marchigiano. *Boll. Soc. Geol. It.*, 69: 96-98.
- Scarsella, F. (1958): Filoni sedimentari nel Calcere Massiccio Hettangiano del Corno Grande (Gran Sasso d'Italia). *Boll. Soc. Geol. It.*, 77: 15-27.
- Schlatter, R. (1982): Zur Grenze Pliensbachian-Toarcian im Klettgau (Kanton Schaffhausen, Schweiz). *Eclogae geol. Helv.*, 75: 759-771.
- Seilacher, A. (1971): Preservational history of Ceratite shells. *Paleontology*, 14: 16-21.
- Seyed-Emani, K. (1967): Zur Ammoniten-Fauna und Stratigraphie der Badam-Kalke bei Kerman, Iran (Jura, oberes Unter-toarcium bis mittleres Bajocium). *Diss. Univ. München*, 180 p. (inéd.).
- Steckler, M.S. & Watts, A.B. (1982): Subsidence history and tectonic evolution of Atlantic-type Continental Margins. In: *Dynamics of Passive Margins* (R.S. Scrutton, edit.) Geodynamics series, 6: 184-196.
- Urlichs, M. (1977): Stratigraphy. Ammonite Fauna and some Ostracods of the Upper Pliensbachian at the Type Locality (Lias, SW-Germany). *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, B, 28: 1-13.
- Venturi, F. (1972): Evoluzione dei gusci in "Hildoceratidae" e biostratigrafia del Toarciano al Monte Serano-Umbria. *Boll. Soc. Geol. It.*, 91: 25-35.
- Venturi, F. (1973): La zona a falcefier —Toarciano inferiore— del Monte dell'Eremita (Monteleone di Spoleto, Umbria sud) e riflessi sulla biostratigrafia del "Rosso ammonitico" umbro. *Boll. Soc. Geol. It.*, 92: 581-603.
- Venturi, F. (1981): Le "Rosso Ammonitico" du Toarcien inférieur dans quelques localités de l'Apennin de Marche-Ombrie. Consequences sur la stratigraphie et la taxonomie des Ammonitina. In: "*Rosso Ammonitico Symposium*" *Proc.* (A. Farinacci y S. Elmi, edit.) Edizioni Tecnoscienza-Roma, 581-602.
- Venturi, F. (1985): *Ammoniti liassici dell'Appennino centrale*. (2.ª edición). 126 p., Città di Castello.
- Weissert, H. & Bernoulli, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: Evidence from the Swiss Alps. *Geol. Rundschau*, 74: 665-679.
- Wiedenmayer, F. (1980): Die Ammoniten der mediterranen Provinz im Pliensbachian und unteren Toarcian aufgrund neuer Untersuchungen im Generoso-Becken (Lombardische Alpen). *Denkschr. schweiz. naft. Ges.*, 93: 1-261.
- Zittel, K.A. (1869): Geologische Beobachtungen aus den Central-Appenninen. *Benck's Geognost.-paläont. Beitr.*, 2: 91-178.

Recibido el 30 de Enero de 1987
Aceptado el 6 de Julio de 1987