



Universitat Autònoma de Barcelona

LOS RUDISTAS (BIVALVIA, HIPPURITOIDEA) EN EL APENINO CENTRO-MERIDIONAL (ITALIA): ANÁLISIS DE LAS ASOCIACIONES DE RADIOLÍTIDOS EN CONTEXTO DE PLATAFORMA CALCÁREA EN EL *SUPER-GREENHOUSE CLIMATE* DEL CRETÁCICO SUPERIOR

Riccardo Cestari

Universitat Autònoma de Barcelona

Bellaterra, Desembre del 2008



Universitat Autònoma de Barcelona

LOS RUDISTAS (BIVALVIA, HIPURITOIDEA) EN EL APENINO CENTRO-MERIDIONAL (ITALIA): ANÁLISIS DE LAS ASOCIACIONES DE RADIOLÍTIDOS EN CONTEXTO DE PLATAFORMA CALCÁREA EN EL *SUPER-GREENHOUSE CLIMATE* DEL CRETÁCICO SUPERIOR

Tesis Doctoral realizada por Riccardo Cestari

en la Unidad de Paleontología del Departamento de Geología de la
Universidad Autònoma de Barcelona, dentro del programa de Doctorado en
Geología, bajo la dirección del Dr. Jose Maria Pons

Bellaterra, Diciembre del 2008

J.M. Pons

Riccardo Cestari

Entender la vida del pasado es la clave para imaginar el futuro

LOS RUDISTAS (BIVALVIA, HIPPURITOIDEA) EN EL APENINO CENTRO-MERIDIONAL (ITALIA): ANÁLISIS DE LAS ASOCIACIONES DE RADIOLÍTIDOS EN CONTEXTO DE PLATAFORMA CALCÁREA EN EL *SUPER-GREENHOUSE CLIMATE* DEL CRETÁCICO SUPERIOR

Riccardo Cestari

INTRODUCCIÓN	5
CONTEXTO PALEOCLIMATOLÓGICO	11
RESPUESTA PALEOBIOLOGICA AL <i>SUPER-GREENHOUSE CLIMATE</i>	17
ESTRUCTURA DE LA CONCHA EN LOS BIVALVOS	22
PROCESOS DE BIOMINERALIZACIÓN	27
CONTEXTO BIOESTRATIGRÁFICO	39
ESQUEMAS DEL ÁREA ITALIANA	40
CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO	43
MONTES DE OCRE	43
Forchetta Moretti	46
Monte Orsello	48
Monte Rotondo	50
MONTES SIMBRUINI	52
Trevi nel Lazio	53
Fiuggi	56
MONTES DEL MATESE	59
San Polo Matese	60
Piano della Corte	65
MONTAÑA DE LA MAJELLA	65
Monte Focalone	65
Pennapiedimonte	68
CILENTO	70
Capaccio Vecchio	72
Trentinara	73
Monte La Raia del Pedale	76
PALEONTOLOGÍA	79
FAMILIA RADIOLITIDAE	80

Aparato miocardial	80
Estructura de la concha	82
Ornamentación	83
Otros caracteres	84
Taxonomía	85
Antecedentes en Italia	85
SISTEMÁTICA	88
Género <i>Biradiolites</i> d'Orbigny, 1847	88
<i>Biradiolites angulosus</i> (d'Orbigny, 1847).....	89
<i>Biradiolites martelli</i> (Parona, 1911)	93
Género <i>Bournonia</i> Fischer, 1887	99
<i>Bournonia excavata</i> (d'Orbigny, 1842)	99
<i>Bournonia fascicularis</i> (Pirona, 1869).....	101
Género <i>Distefanella</i> Parona, 1901	104
<i>Distefanella salmojrighii</i> Parona, 1901	113
<i>Distefanella montagnei</i> Sliškovic, 1971	123
Género <i>Lapeirousella</i> Milovanović, 1938	126
<i>Lapeirousella samnitica</i> (Parona, 1901)	128
Género <i>Radiolites</i> Lamarck, 1801	130
<i>Radiolites dario</i> (Catullo, 1834)	131
<i>Radiolites trigeri</i> (Coquand, 1859).....	142
PALEOECOLOGÍA	147
CRECIMIENTO DE LA CONCHA	153
Tasa de sedimentación	153
BIOEROSIÓN	155
Bioerosión en <i>Radiolites dario</i>	155
Bioerosión en <i>Vaccinites fortisi</i>	158
DISTRIBUCIÓN DE LAS BIOFACIES	161
BIOFACIES CON RADIOLÍTIDOS ALARGADOS	163
PALEOGEOGRAFÍA EN EL CRETÁCICO SUPERIOR	165
CONCLUSIONES	169
BIBLIOGRAFÍA	173

AGRADECIMIENTOS
ABSTRACT AND RESULTS

INTRODUCCIÓN

En los últimos años, el estudio de las plataformas calcáreas del Mesozoico y de los organismos que han contribuido a su desarrollo ha recibido nuevas e importantes aportaciones: como ejemplo de respuesta al *super-greenhouse climate* (clima de superinvernadero) que caracterizó gran parte del Cretácico, por el lado científico, y porque constituyen extensos reservorios con acumulaciones importantes de combustibles fósiles, por el lado económico. Esta duplicidad de intereses ha dado asimismo nuevo impulso a las investigaciones de tipo paleontológico y estratigráfico, a fin de poder caracterizar los complejos factores que condujeron al crecimiento y desarrollo de las plataformas calcáreas que se extendieron en gran parte del Tethys y, más en general, como contribución a la comprensión del ciclo del carbono en el Mesozoico. En este sentido se dirigen los trabajos más recientes relativos a la reconstrucción de la circulación paleoceánica, los de carácter paleogeográfico y las reconstrucciones paleoclimatológicas.

Los estudios relativos a carbonatos neríticos se han centrado en los factores controladores y en los métodos para cuantificar la tasa de acumulación de sedimento y la tasa de sedimentación (Sadler 1999), la agradación, el potencial de crecimiento y el desarrollo superficial de los cuerpos carbonatados que construyeron las vastas plataformas del Cretácico superior del área peritética (Philip et al. 2000; Schlager 2000; Kiessling et al. 2003; Philip 2003; Ziegler et al. 2003; Bosellini 2004) y, más recientemente, se han incorporado los datos sobre la producción carbonática de algunos organismos actuales (McNeill 2005; Langer 2008).

Más en detalle, los estudios de sedimentología, estratigrafía secuencial y cicloestratigrafía han contribuido a refinar el conocimiento de los factores que controlaron la sedimentación y la dispersión de sedimento sobre el área más interna de las distintas plataformas calcáreas, sus márgenes y taludes en el área italiana en el Cretácico superior (Accordi y Carbone, 1988; Sanders, 1996; Carannante et al., 1997; Stössel y Bernoulli, 2000; Bosellini, 2004).

Los estudios también se han dirigido a investigar la composición y estructura de las comunidades bentónicas con bivalvos rudistas, y su relación con el substrato, en las plataformas calcáreas italianas, con poco o ningún

aporte siliciclástico, durante el Cretácico superior (Pons y Sirna 1992; Sartorio et al. 1997; Carannante et al. 1999; Carannante et al. 2001; Cestari y Pons 2007). Otros autores han relacionado el modo de secreción de la concha en los bivalvos a los factores ambientales físicos (Chinzei 1982, 1986; Seilacher 1984; Lowestam y Weiner 1989; Skelton 1991; Gili et al. 1995) o al *stress* selectivo debido a los depredadores (p. ej., Harper y Skelton 1993). La morfología de los rudistas se ha relacionado a su implantación ambiental y sedimentaria (Philip 1972; Gili et al. 1995; Seilacher 1998; Sanders y Pons 1999; Johnson et al. 2002). En este contexto, el análisis sistemático, taxonómico y paleoecológico de los rudistas puede abordarse desde un punto de vista dinámico, en el contexto de estudios geológicos y estratigráficos de las plataformas calcáreas y de su mosaico de facies como resultado de la combinación de distintos procesos (Schlager 2003; Wright y Burgess 2005); pueden reconocerse y considerarse aquellos complejos factores (edáficos, tróficos y temporales) que controlan el crecimiento y desarrollo de los rudistas en muchos ambientes marinos, desde la plataforma interna al margen y a lo largo del talud hasta los altos fondos, en el área tetisiana central.

En este contexto, el trabajo se ha centrado en el análisis de las asociaciones de rudistas (Bivalvia, Hippuritoidea) del Cretácico superior que caracterizan los depósitos de plataforma calcárea (*isolated carbonate platforms, sensu* Tucker y Wright 1990) que afloran en algunas localidades de significado paleontológico y estratigráfico particular del Apenino centro-meridional, Italia (Fig. 1), con el fin de:

1. describir las biofacies de rudistas y estudiar su distribución vertical y horizontal,
2. dar una descripción actualizada de los taxa de radiolítidos más significativos y verificar la relación existente entre la organización y el desarrollo de sus caracteres morfo-estructurales y el tipo de substrato en distintos contextos sedimentarios,
3. actualizar el esquema bioestratigráfico del Cretácico superior basado en la distribución de los rudistas,

4. investigar el mecanismo de crecimiento de la concha en aquellos taxa caracterizados por su forma cilíndrica extremadamente alargada,
5. estimar en modo cualitativo y cuantitativo la tasa de acumulación de sedimento mediante la tasa de crecimiento de la concha relacionándolos a las tasas de producción de la fábrica de carbonato global,
6. considerar si los procesos de biomineralización y el modo de crecimiento de la concha en los bivalvos actuales son comparables a los adoptados por los radiolítidos.
7. encuadrar las comunidades de rudistas radiolítidos en el contexto paleoclimático y paleoceanográfico del Cretácico superior y comprobar si su desarrollo estaba ligado a las elevadas concentraciones de pCO_2 .

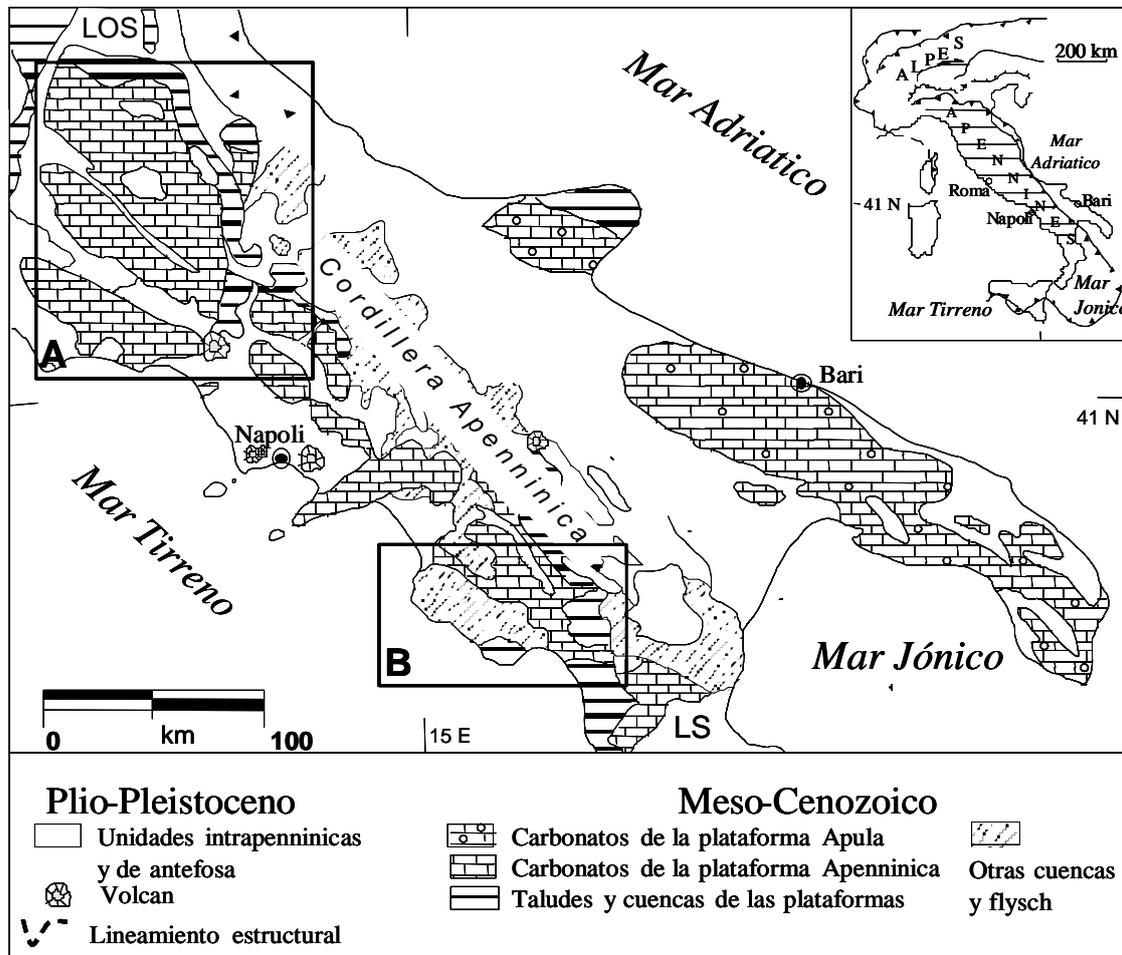


Fig. 1. Esquema geológico de Italia centro-meridional. Modificado de Simone et al. (2003). LS = Línea tectónica Sangineto; LOS = Línea tectónica Olevano-Antrodoco-Sibillini. Los recuadros indican las áreas representadas en las figuras 39 (A = Apenino central) y 62 (B = Cilento).

Los primeros tres puntos, junto a la descripción de las sucesiones estudiadas, se encuadran dentro del trabajo de análisis llevado a cabo en afloramientos, en colecciones de museos y en el laboratorio; Los otros puntos tienden a dar un marco actualizado e innovador en relación al uso de estos bivalvos en distintos campos de investigación, en particular a la respuesta biológica al *super-greenhouse-climate* por parte de estos bivalvos extinguidos.

En particular, la atención se ha concentrado en algunos taxones de la familia Radiolitidae que por la amplia difusión que presentan en las sucesiones estudiadas y por los particulares caracteres morfo-estructurales de la concha, resultan ser de especial utilidad en la reconstrucción paleoambiental de los sistemas deposicionales carbonáticos y para verificar si su desarrollo y difusión están relacionados con la geoquímica de los océanos y a la pCO_2 en el Cretácico superior.

El estudio se abre con una exposición del contexto paleoclimatológico global del Cretácico, y continúa presentando las distintas microestructuras de la concha en los bivalvos actuales en relación a los procesos de biomineralización que las han formado. Sigue el contexto biostratigráfico; en éste se incluye un esquema general y otro para el área italiana, basado casi exclusivamente en foraminíferos bentónicos, dada la ausencia de otros grupos fósiles de referencia.

En la parte estratigráfica se expone el contexto deposicional del Apenino centro-meridional para el Cretácico superior y se describen las sucesiones sedimentarias de las seis áreas estudiadas, poniendo especial énfasis en las asociaciones de radiolítidos que se presentan en ellas.

En la parte paleontológica, después de exponer el estado actual de la taxonomía y evolución de los rudistas, comentar los trabajos publicados sobre rudistas de Italia y resumir las principales características morfológicas de la concha de los radiolítidos, se aborda la descripción y discusión de las especies de radiolítidos consideradas.

En el apartado de paleoecología se relaciona la morfología de la concha de los distintos taxones con el ambiente deposicional y se toman en consideración los principales factores edáficos y tróficos que supuestamente condicionaron el desarrollo de las distintas comunidades de radiolítidos en diversos contextos sedimentarios. Se aportan también algunas informaciones de carácter taxonómico basadas en el análisis de los procesos de bioerosión en la capa externa de la concha de algunos taxa.

Se incluyen unas consideraciones sobre la paleogeografía del área centro-mediterránea en el Cretácico superior y la relación entre paleogeografía y distribución de biofacies.

La discusión en conjunto de todos los aspectos tratados permite presentar las conclusiones del trabajo.

CONTEXTO PALEOCLIMATOLÓGICO

Las investigaciones realizadas en los últimos años en el marco del Deep Sea Drilling Project (DSDP) y el sondeo del fondo marino del Ocean Drilling Program (ODP - <http://www-odp.tamu.edu>) han puesto de manifiesto la gran diferencia existente entre los sistemas marinos y la circulación oceánica del Mesozoico con respecto a las actuales. Un nivel marino medio entre 100 y 200 m más alto que en la actualidad (Haq et al. 1987; Miller et al. 2005), así como una temperatura media en superficie cerca de 14 grados centígrados más alta, siendo aún mayor la diferencia en latitudes altas (Tarduno et al. 1998).

En el Mesozoico, la intensa actividad ígnea global ligada a la producción de corteza oceánica (Stanley 1999) provocó el aumento del CO₂ en la atmosfera (Berner et al. 2006). Según los últimos modelos, para conseguir la temperatura media de la superficie de los océanos tropicales del Mesozoico, son necesarias concentraciones en la atmosfera por lo menos 3500 ppm (casi 10 veces mayor a la concentración actual) en el Jurásico superior (Berner 2006). Para el mismo periodo, datos recientes sobre modelización basada en el análisis isotópico en briofitas fósiles indican, por el contrario, valores de concentración atmosférica de CO₂ hasta tres veces inferiores (Jurassic paradox en Wallmann 2008), mientras que en el Cretácico medio aumenta hasta alcanzar un pico de 1130 ppmv para después disminuir gradualmente hasta 680 ppmv en el Paleoceno (Fig. 2). Actualmente, el ciclo del carbono viene afectado por la actividad antrópica (Fig. 3) y alcanza valores medios de CO₂ atmosférico entre los 280 ppmv de la era preindustrial a los actuales casi 380 ppmv.

Estos modelos resultan ser dependientes de los parámetros que se toman en consideración, la concentración prevista tiene fuertes oscilaciones debido a múltiples factores como la alcalinidad del agua marina, modificada eventualmente por la respuesta biológica de los organismos que segregan CO₃Ca, o la meteorización química, favorecida por una pCO₂ elevada (Loklair y Lerman 2005).

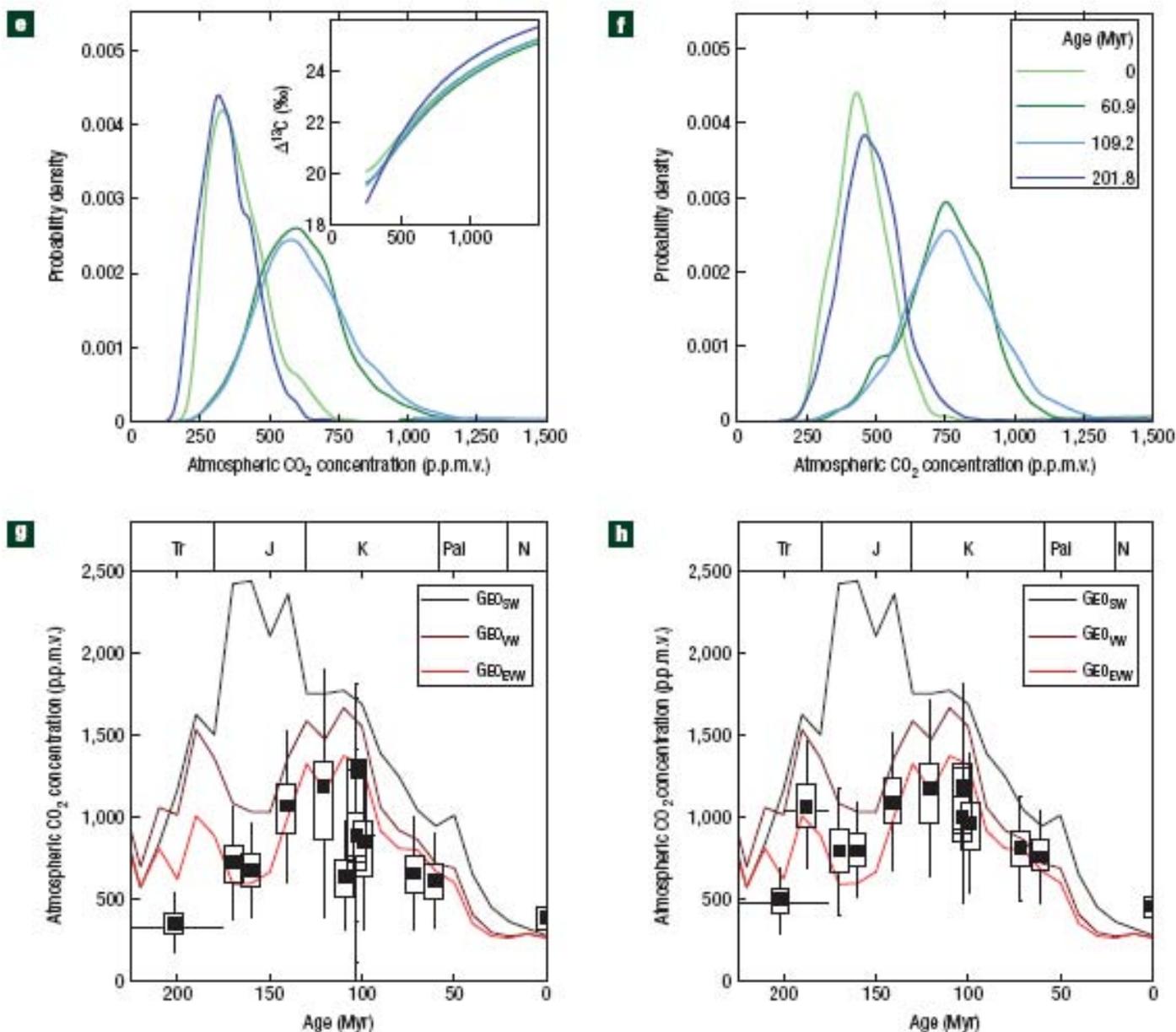


Fig. 2. Concentración del CO₂ atmosférico deducida del ¹³C de briofitos fósiles (hepáticas) calculada mediante BRYOCARBP (g) y BRYOCARBPNP (h). Tomado de Fletcher et al. 2007.

La integración de estos datos, junto a otros disponibles, permite confeccionar un esquema actualizado de las condiciones paleofisiográficas y paleoclimáticas del Mesozoico y del Cretácico en particular (Sewall et al. 2006; Takashima et al. 2006) (Fig. 4-5).

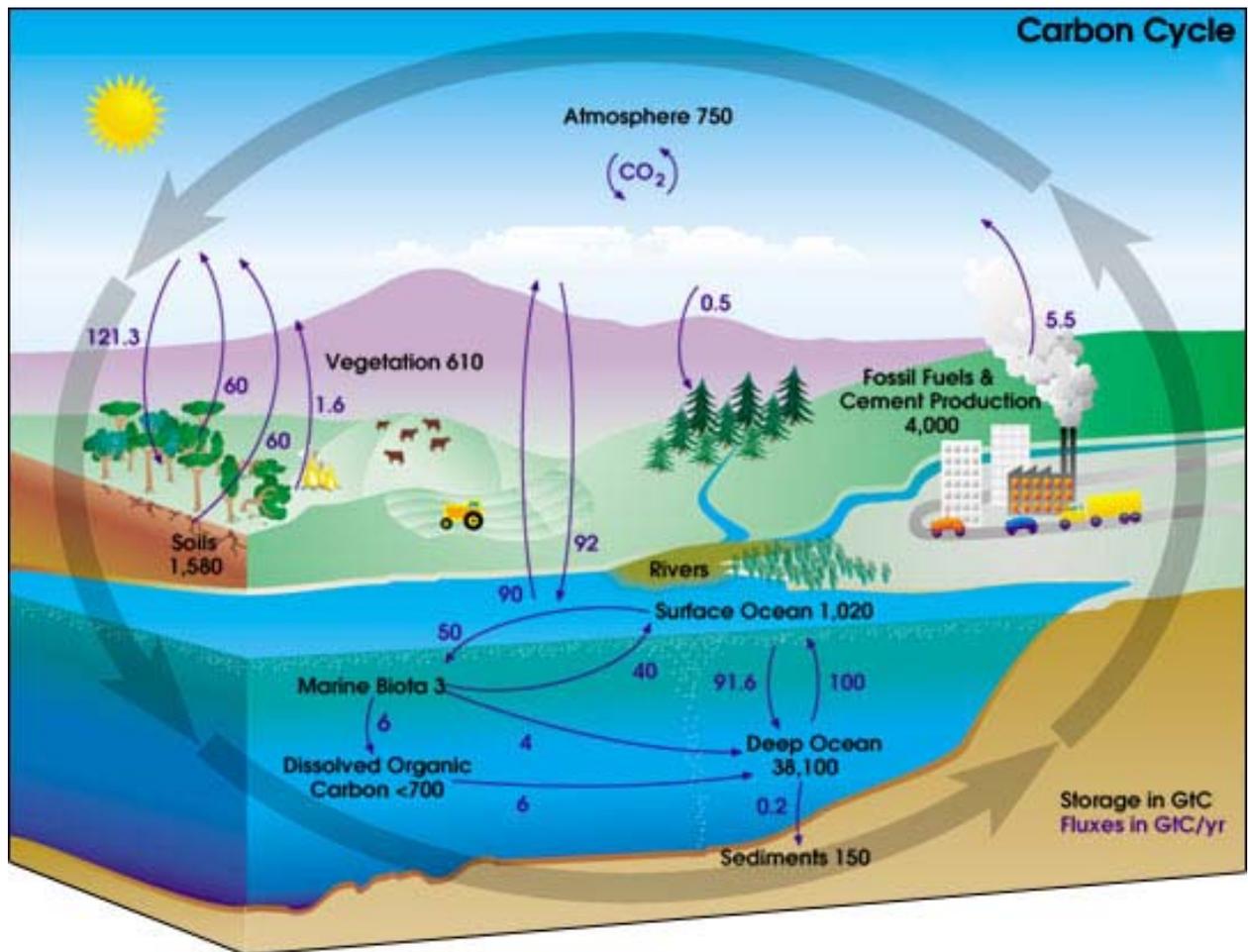


Fig. 3. Ciclo actual del carbono. Tomado de <<http://earthobservatory.nasa.gov>>

Actualmente, el modelo de circulación oceánica está caracterizada por áreas anticiclónicas en los trópicos y subtropicos, mientras es ciclónica en las áreas polares (Fig. 6).

En el Cretácico, la elevada concentración de CO_2 y de CH_4 favoreció el aumento de la temperatura global, y como resultado, el modelo de circulación oceánica era distinto del actual. Durante gran parte del Cretácico, las regiones polares no estaban cubiertas por hielo y el intercambio de calor entre las áreas tropicales y polares se efecteaba trámite “megaciclonones” (*eddies*) similares a los que generan la Corriente del Golfo actual, aunque a escala mayor. (Hay 2008) (Fig. 7).

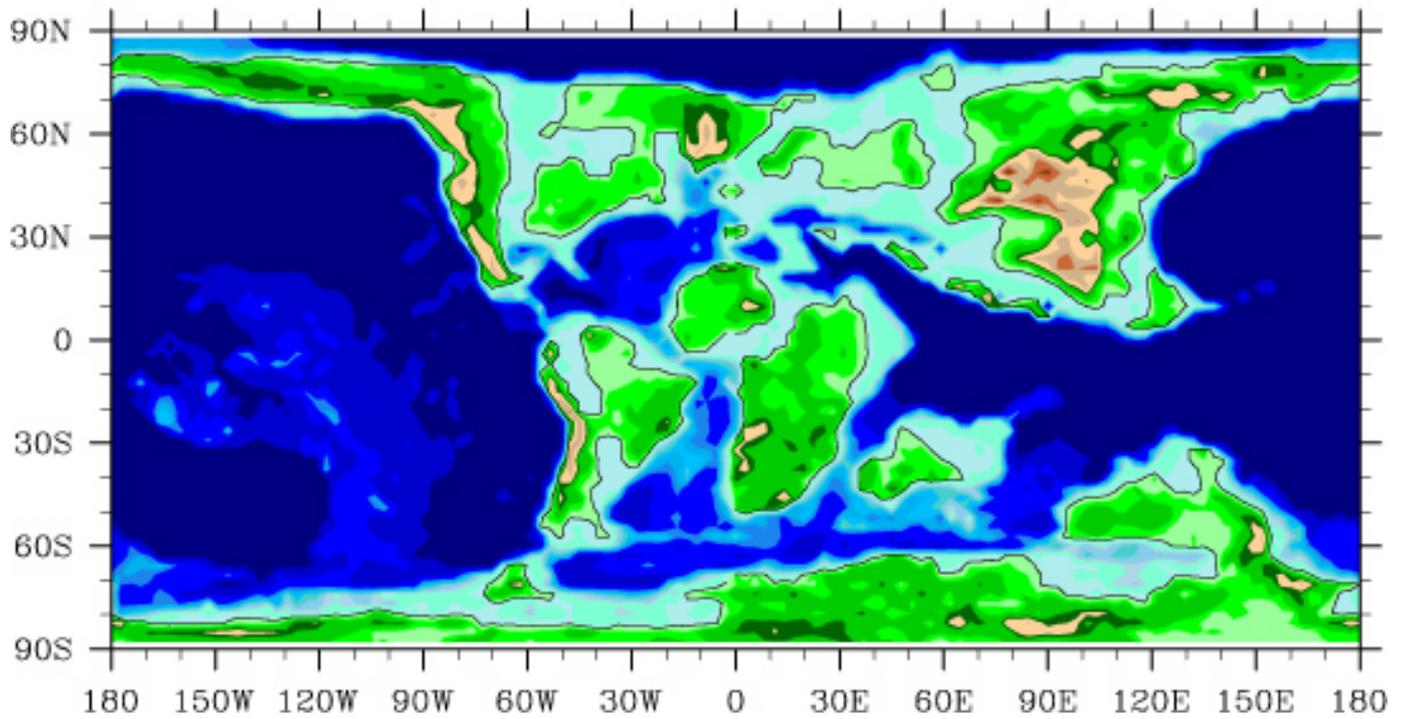


Fig. 4. Paleofisiografía global en el límite Cenomaniense-Turonienso ~120 Ma +/- 5 Ma. Tomado de Sewall et al. (2007).

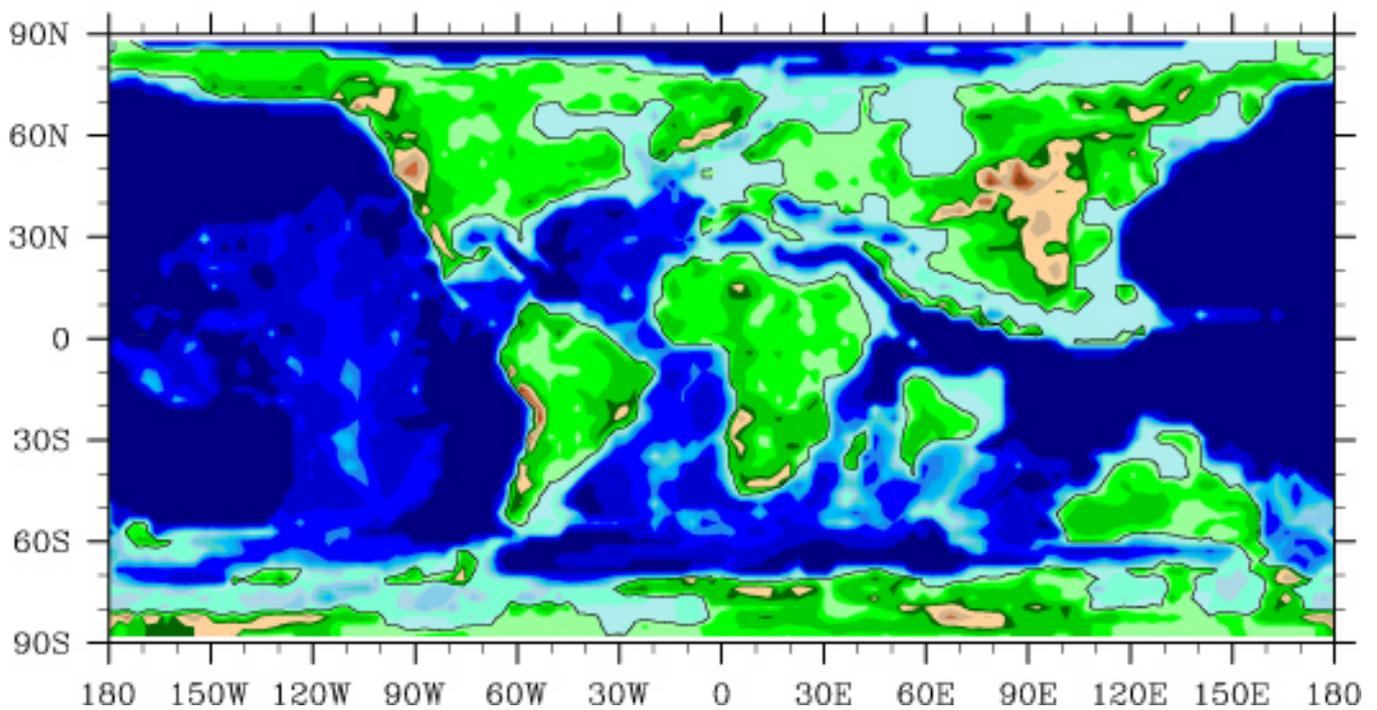


Fig. 5. Paleofisiografía global en el Maastrichtiense inferior ~120 Ma +/- 5 Ma. Tomado de Sewall et al. (2007).

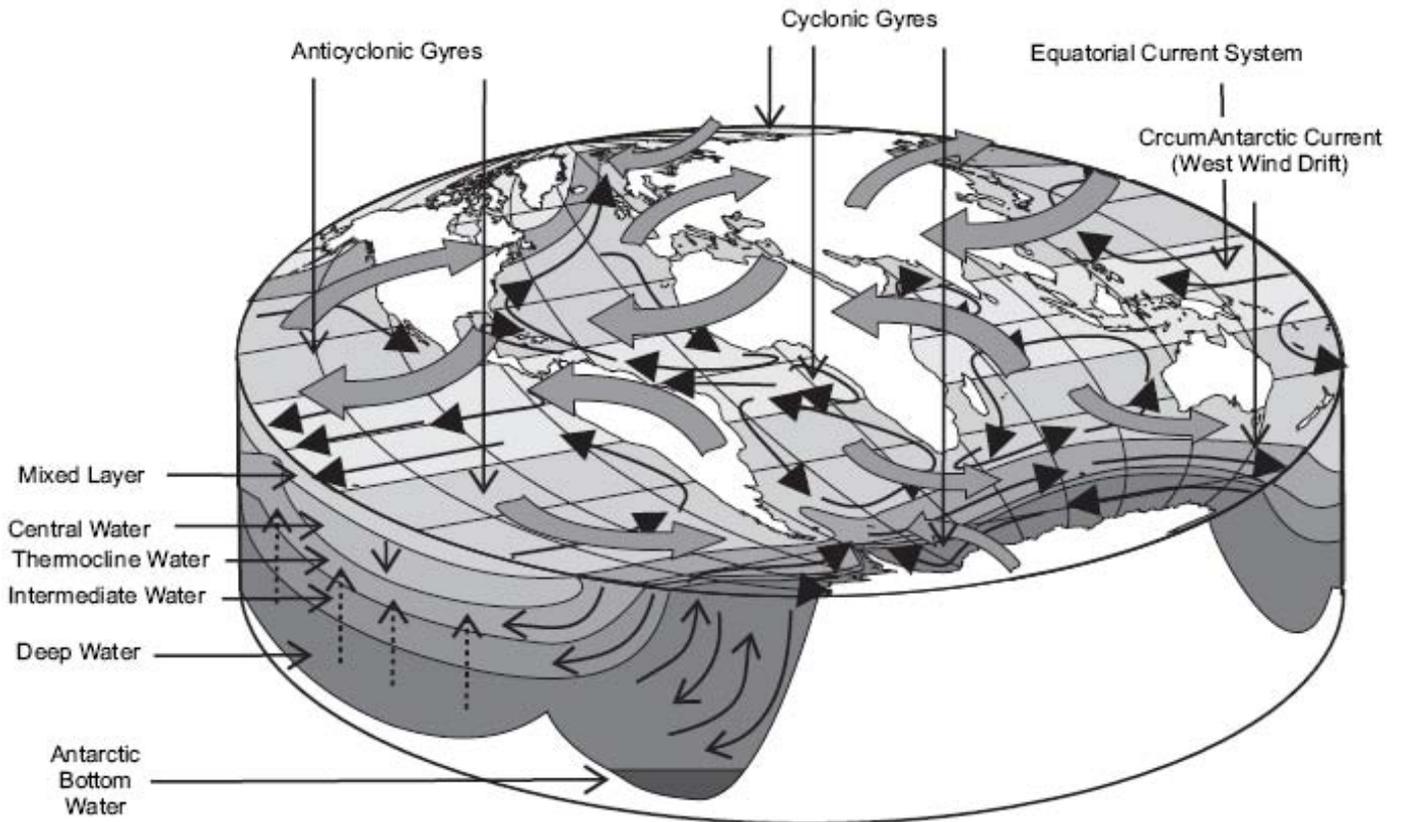


Fig. 6. Estructura de la circulación oceánica actual. Tomado de Hay (2008).

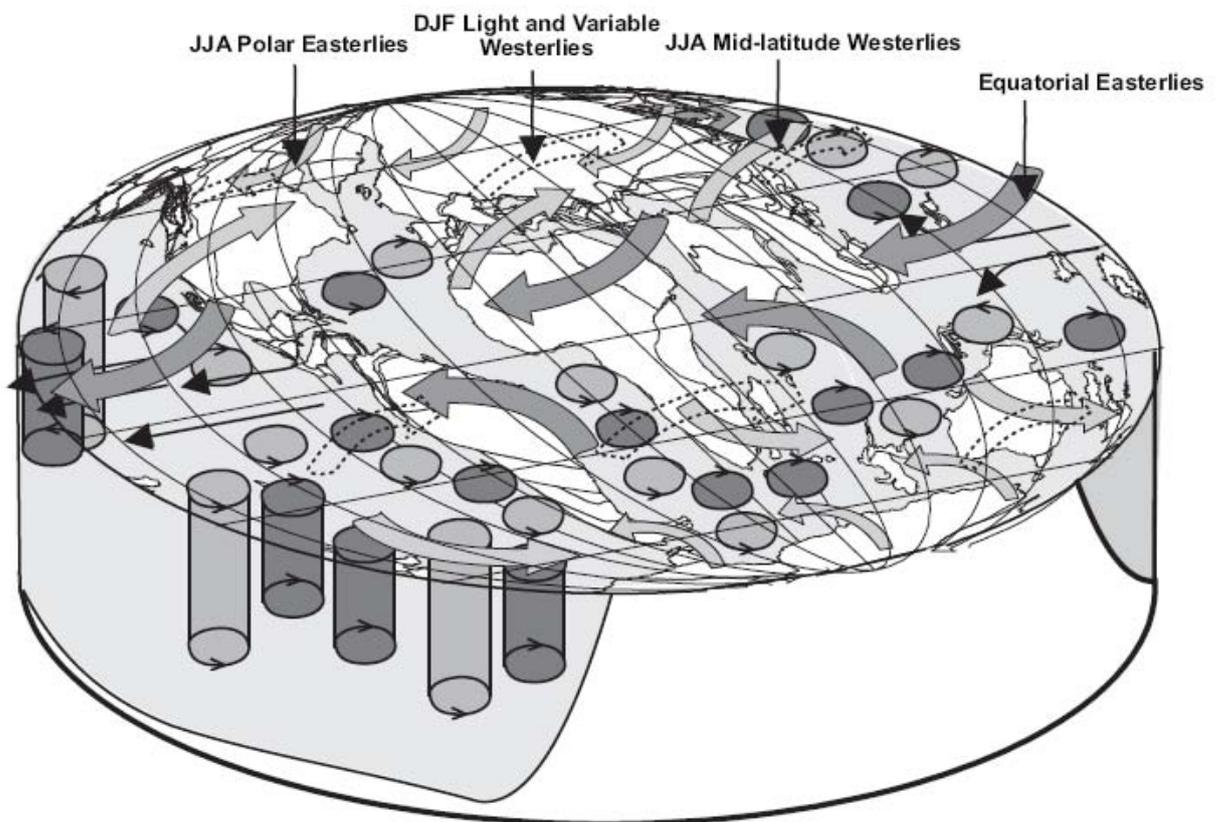


Fig. 7. Modelo probable de circulación oceánica en el Cretácico superior (*Eddy Ocean*). Tomado de Hay (2008).

LA RESPUESTA PALEOBIOLOGICA AL *SUPER-GREENHOUSE CLIMATE*

La paleontología aplicada a los estudios paleoclimatológicos resulta ser una ayuda fundamental para entender las características y la compleja dinámica del clima del pasado. Este aspecto es indispensable para interpretar los cambios climáticos que ocurren en la actualidad y hasta preveer sus efectos futuros. En el campo paleontológico la idea novedosa es la de utilizar la información contenida en los fósiles para contribuir a determinar las condiciones de la capa superficial (*surface boundary*). Los organismos marinos que segregan carbonato actúan como una bomba biológica que extrae carbono de la capa superficial del oceano que interactúa con la atmosfera, presentando una presión parcial de CO₂ más baja que en la atmosfera y así bajando su contenido en CO₂ (Sigman y Haug 2003).

Actualmente, entre los organismos productores de carbonato, las conchas calcáreas de los foraminíferos bentónicos con simbiontes (batimetría comprendida entre 0-30 m) contribuyen con aproximadamente con un 1% (43x10⁶ toneladas) a la producción global de los oceanos. La producción total de CO₃Ca en toda el área de plataforma (shelf) actual, con productividad diferenciada para las distintas áreas geográficas, se estima en aproximadamente 130x10⁶ toneladas; la contribución de todos los foraminíferos bentónicos (aproximadamente 200x10⁶ toneladas) representa el 5% para toda el área, y el 2,5% si se considera únicamente el área de plataforma nerítica y reef (Langer 2008) (Fig. 8-9).

Oceanic Province	Area (1000 km ²)	Reef CaCO ₃ production (million tons/yr)	Reef CaCO ₃ accumulation (million tons/yr)	CaCO ₃ production of Reef Foraminifera (million tons/yr)	CaCO ₃ accumulation of Reef Foraminifera (million tons/yr)	Estimated turnover rates of specimens per year ($\times 10^5$)
Asiatic	182	262.08	209.66	12.80	10.24	25.61
Indian	146	210.24	168.19	10.27	8.22	20.55
South Pacific	77	110.88	88.70	5.41	4.33	10.83
North Pacific	76	109.44	87.55	5.34	4.27	10.67
Caribbean	57	82.08	65.66	4.01	3.20	8.02
North Atlantic	32	46.08	36.86	2.25	1.80	4.50
Red Sea	27	38.88	31.10	1.90	1.52	3.80
Persian Gulf	12	17.28	13.82	0.84	0.67	1.68
South Atlantic	8	11.52	9.21	0.55	0.45	1.12
Total	617	888.48	710.78	43.42	34.73	86.84

Fig. 8. Producción carbonática, acumulación y tasa de reemplazamiento de los foraminíferos arrecifales (entre 0 y 30 m). Tomado de Langer (2008)

Entre los foraminíferos, la contribución mayor en la producción de CO₃Ca proviene de los foraminíferos planctónicos, con cerca de 1.2x10⁹ toneladas,

más del 21% de la producción oceánica global anual, aunque su tasa media de producción sea baja (casi $3.5 \text{ g/m}^2/\text{año}$). Únicamente una parte (cerca del 30%) resulta definitivamente almacenada en el sedimento, debido a los procesos de disolución.

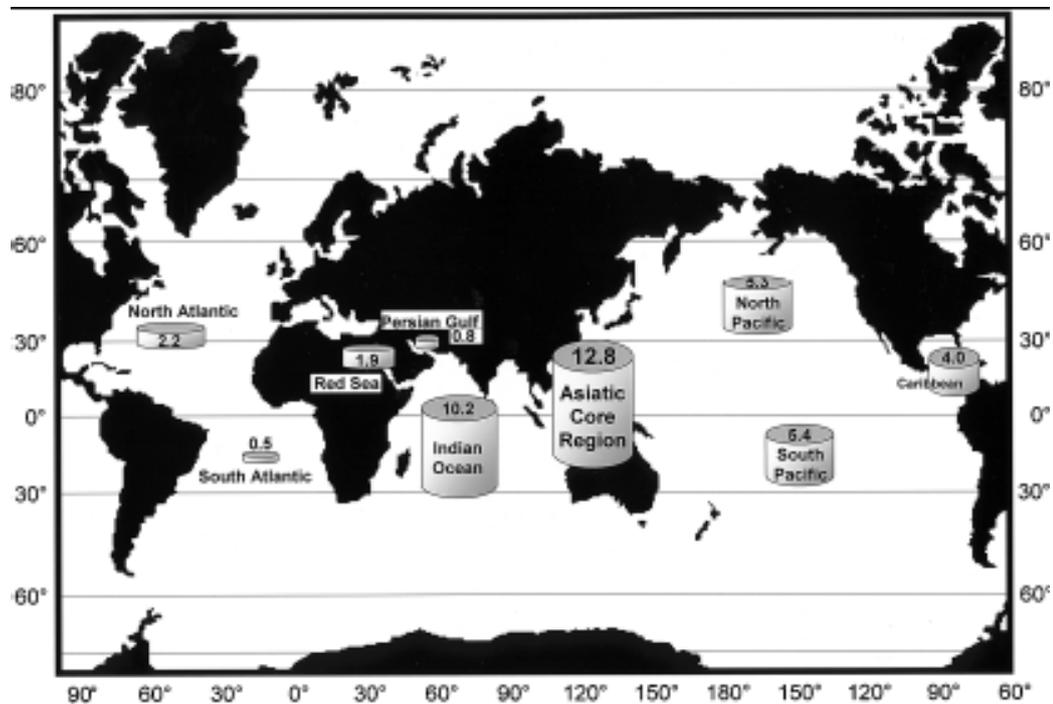


Fig. 9. Áreas geográficas de producción carbonática por parte de los macroforaminíferos arrecifales en millones de toneladas/año. Tomado de Langer (2008).

Estudios efectuados sobre la composición mineralógica de la concha de nanfosiles planctónicos del Cretácico medio han demostrado como la elevada concentración de CO_2 atmosférico provocó el descenso del pH oceánico facilitando el desarrollo y difusión de estos organismos productores de carbonato (p. ej., Leckie et al. 2002; Weissert y Erba 2004).

En particular, las variaciones de productividad carbonática pueden correlacionarse con las fluctuaciones del isótopo, con la diversidad biológica, y con la temperatura media superficial en los océanos del Cretácico (Keller 2008) (Fig. 10).

A gran escala, el desarrollo de los “greenhouse carbonates” ha sido estimado por numerosos autores, entre los cuales Kiessling et al (2000) han determinado el área de extensión de la plataformas carbonáticas del Fanerozoico para cada periodo (Fig. 11). En particular, el Cretácico superior se

caracteriza por una gran extensión global, con máximo correspondiente a la supersecuencia del Campaniense ($16,5 \times 10^6 \text{ km}^2$).

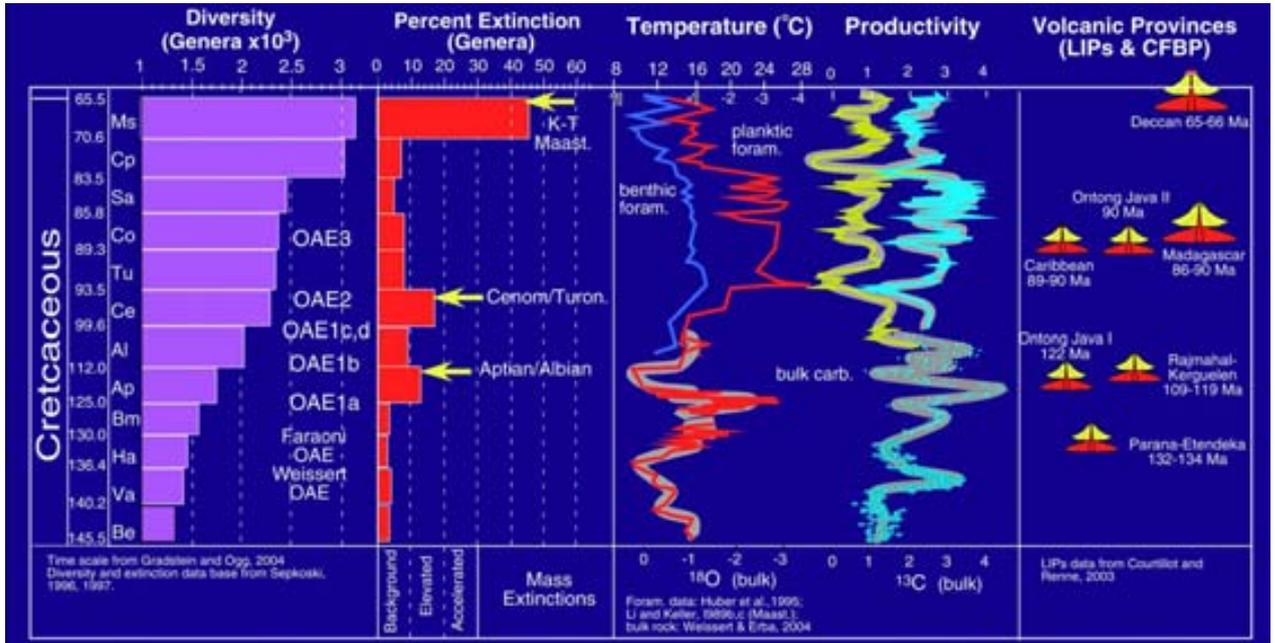


Fig. 10. Correlación entre distintos factores físicos y biológicos en el Cretácico. La productividad carbonática se expresa como variaciones del isótopo $^{13}\delta\text{C}$. Tomado de Keller (2008).

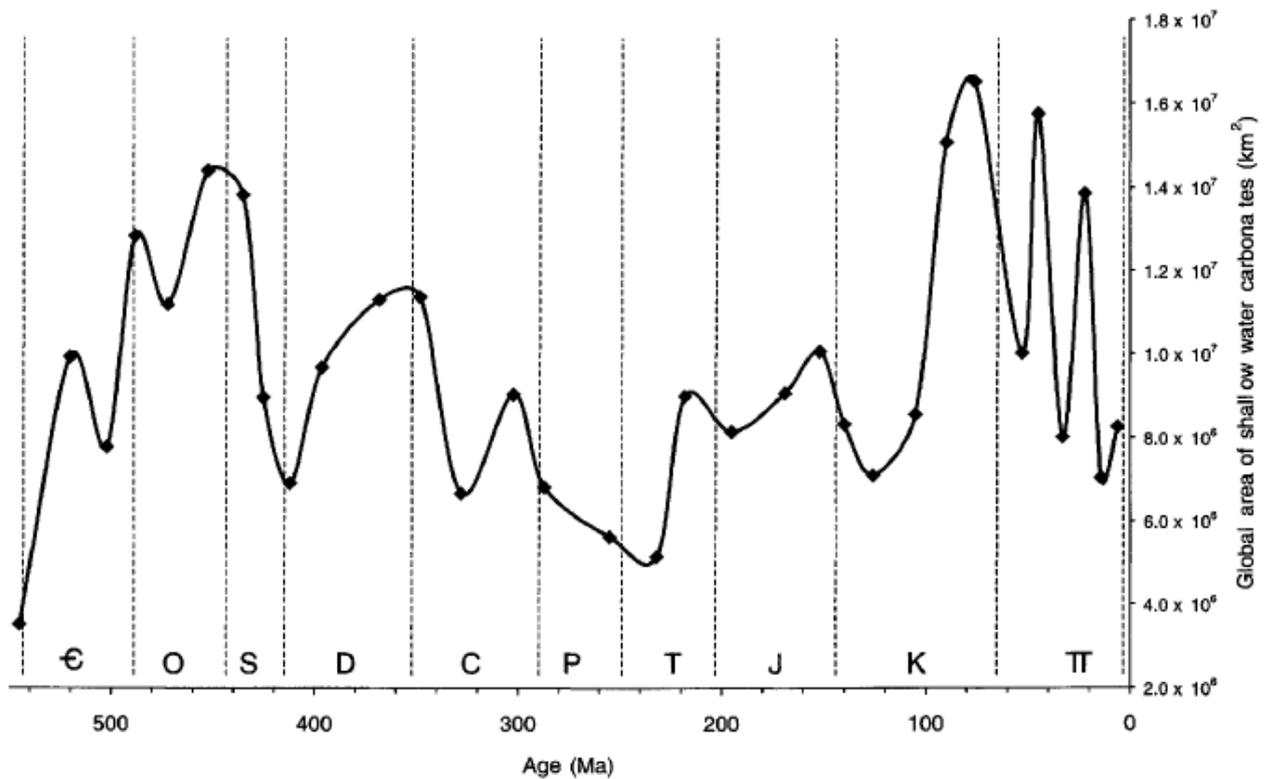


Fig. 11. Extensión de los carbonatos de aguas someras en el Fanerozoico. Tomado de Kiessling et al. (2000).

En cuanto a la producción de la fábrica de carbonato (*carbonate factory*), McNeill (2005) ha individualizado las tasas de sedimentación para diversos sectores de plataforma en el Neogeno con máximos de producción en correspondencia con los eventos de progradación (Fig. 12).

En estas estimaciones se debe tener en cuenta el efecto de los eventos de alta energía que modifican el desarrollo de las áreas de *reef* y redistribuyen el sedimento en contextos sedimentarios diversos, distantes hasta muchos km del lugar de origen. En particular, estudios recientes de paleotempestología efectuados en la Gran Barrera Coralina de Australia nororiental indican que, por efecto de ciclones catastróficos a menudo de más de 100 años, se han formado terrazas de gravas bioclásticas (o *supratidal storm ridges*) compuestas de fragmentos de corales, de altura superior a la altura media de las mareas, unos 5-6 m (Nott 2004) (Fig. 13).

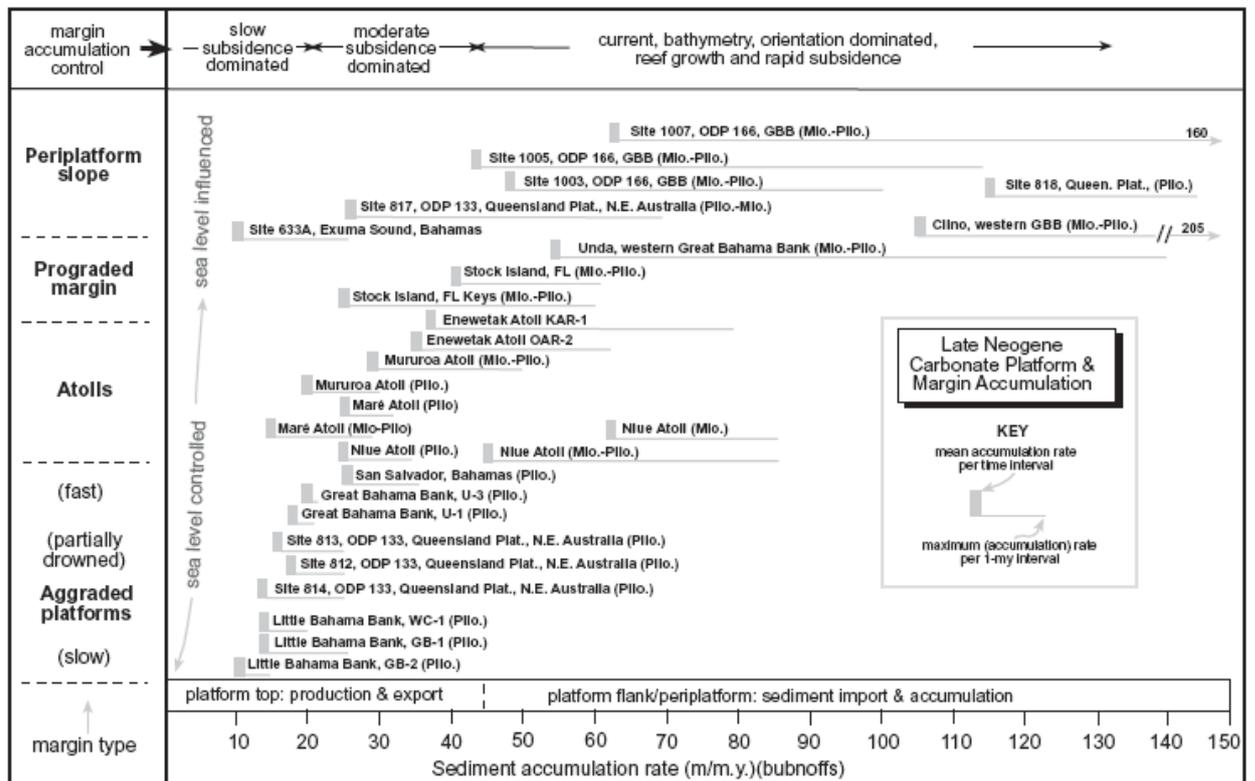


Fig. 12. Tasas de sedimentación en diversas plataformas del Neogeno. Tomado de McNeill (2005)

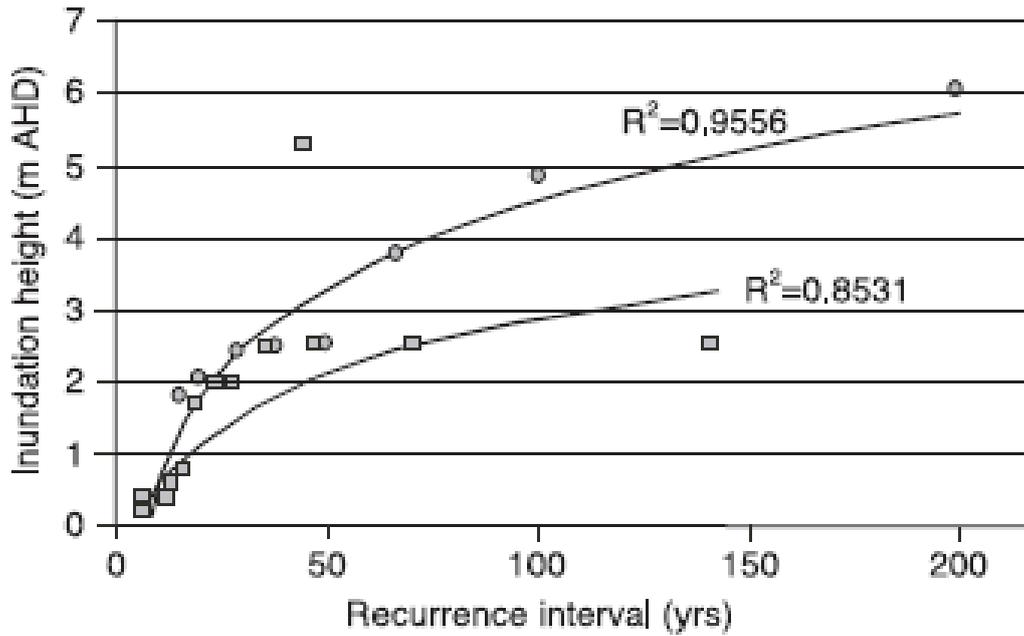


Fig. 13. Frecuencia y magnitud de los ciclones en Australia nororiental. Tomado de Nott (2004).

Según Larcombe y Carter (2004) la *supratidal storm ridge* invade la llanura costera en profundidad con ciclones catastróficos de periodicidad de 1000 años. El evento redistribuye el sedimento en los varios sectores de plataforma siguiendo un modelo de bomba ciclónica (Fig. 14,15).

Characteristics of typical north Queensland tropical cyclones, according to the Saffir-Simpson scale (after Walker and Reardon, 1986 and other sources)

Saffir-Simpson		Return interval (N. Queensland) Years	Pressure (hPa)	Max. wind gust		Wind-driven current (cm/s)	Surge (m)	Wave, H_s (m)	Wave, T_s (s)	Wave, L (m)	U_{max} (cm/s) (deep)	U_{max} (cm/s) (shallow)
Scale	Magnitude			Knots	(m/s)							
1	Mild	5	> 990	40-60	20-30	40-60	0.0-1.0	8.3	11.2	193	204	75
2	Moderate	10	970-985	70-90	35-45	70-90	1.5-2.5	8.5	11.3	197	212	77
3	Severe	50	950-965	100-120	50-60	100-110	3.0-4.0	9.0	11.6	207	234	81
3	Severe	100	945-950	120-130	60-65	120-130	4.0-4.5	9.2	11.8	214	245	83
4	Very severe	500	930-945	130-150	65-75	130-150	4.5-5.5	9.7	12.1	225	269	88
5	Catastrophic	1000	< 925	160-180	80-90	160-180	6.0-7.0	10.0	12.2	229	280	90

3—Althea, Winifred; 4—Tracy; 5=Camille.

Listings indicate the numerical magnitudes of some named cyclones.

Fig. 14. Ciclicidad de los ciclones en Australia nororiental. Tomado de Larcombe y Carter (2004).

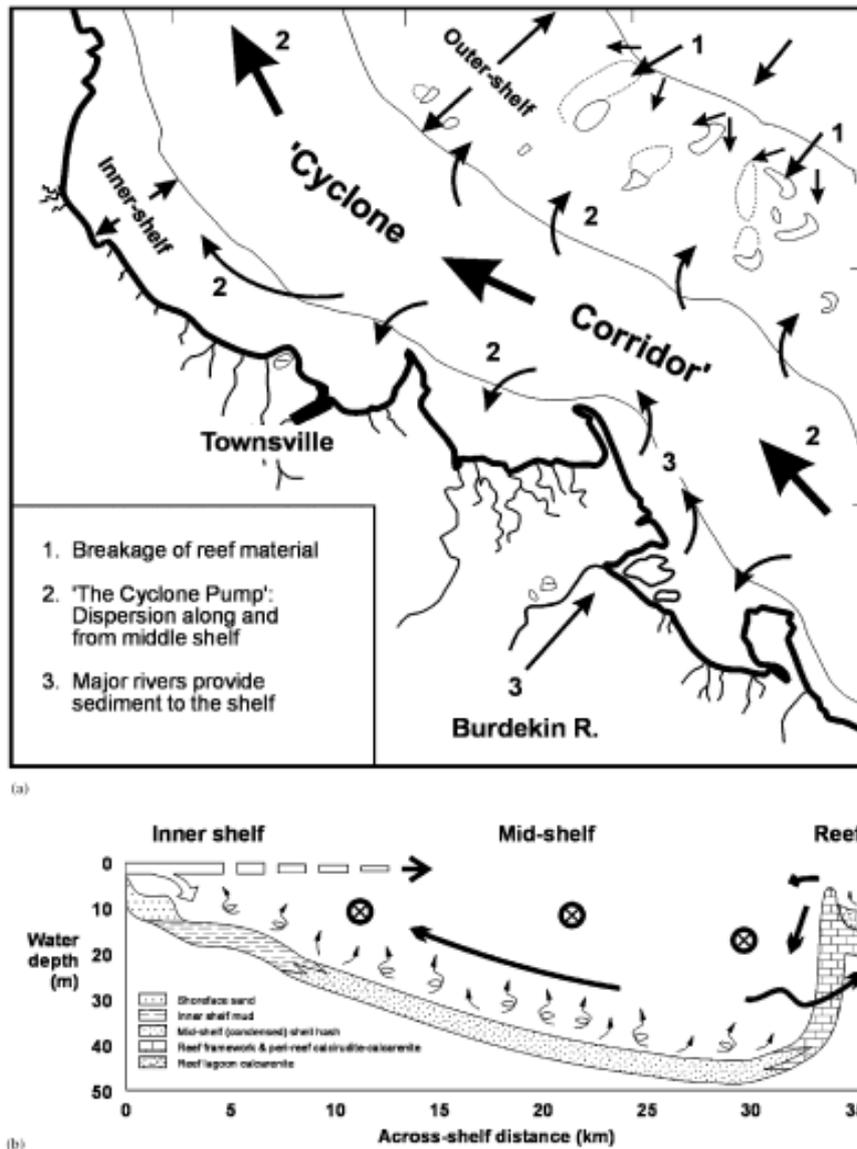


Fig. 15. Efecto del paso de los ciclones en la circulación y en la sedimentación carbonática en la Great Barrier Reef de la Australia. Tomado de Larcombe y Carter (2004).

ESTRUCTURA DE LA CONCHA DE LOS BIVALVOS

También el estudio de algunos grupos de bivalvos bentónicos del Mesozoico, incluyendo los rudistas, muestran como las variaciones en la geoquímica de los océanos y de la $p\text{CO}_2$ influyen en el desarrollo y la diversidad de los organismos productores de carbonato (Hautmann 2006).

Los organismos bentónicos actuales, así como los del pasado, contribuyen al descenso de la $p\text{CO}_2$ mediante los propios mecanismos metabólicos.

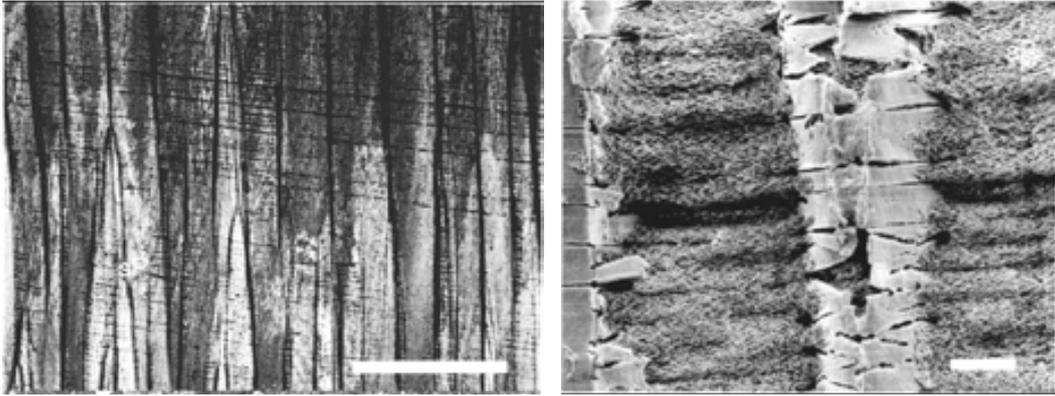


Fig. 16. Microfotografía de la estructura prismática simple de la ostrea *Pinctada maxima* (Jameson) (A, izquierda). SP indica un prisma, escala 250 μm . A la derecha, detalle que muestra un cristalito de calcite (sP) con líneas laterales y capas de materia orgánica insoluble, escala 10 μm . Tomado de Kobayashi y Samata (2006).

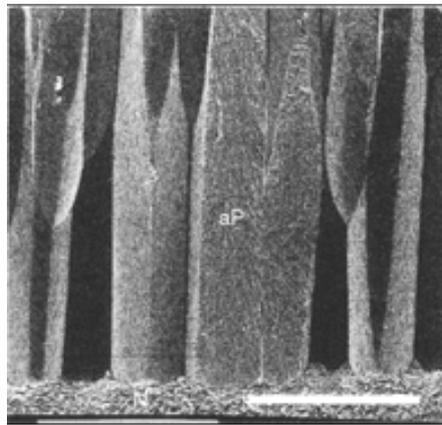


Fig. 17. Fotografía al SEM de la estructura prismática aragonítica (aP) en el Unionidae *Cristalia plicata* (Leach) que muestra cristalitos aragoníticos perpendiculares respecto al estrato de la estructura nacarada (N). Escala 100 μm . Tomado de Kobayashi y Samata (2006).



Fig. 18. Fotografía SEM de la estructura nacarada en el Unionidae *Lamprotula aff. paihoensis* que muestra tabletas de cristalitos aragoníticos poligonales apilados como prismas. Escala 50 μm . Tomado de Kobayashi y Samata (2006).

Los trabajos recientes sobre los procesos de biomineralización han permitido reconocer los distintos tipos de estructura de la concha en diversas especies de bivalvos actuales (Kobayashi y Samata 2006):

1. Estructura prismática simple, formada por la agregación de prismas de sección poligonal, con el eje mayor de crecimiento perpendicular a la superficie interna de la concha. Estos prismas están compuestos de pequeñas tabletas alargadas de calcita (cristalitos) rodeados por matriz orgánica interprismática (Fig. 16).
2. Estructura prismática aragonítica, parecida a la anterior pero con cristalitos de aragonita que presentan un mayor desarrollo lateral (Fig. 17).
3. Estructura nacarada, formada por un empaquetamiento de tabletas poligonales compuestas de cristalitos de aragonita. La sección vertical muestra lamelas paralelas a la superficie interna de la concha (Fig. 18).
4. Estructura foliácea, formada por tabletas alargadas de cristalitos de calcita de sección romboédrica que se empaquetan como en la estructura nacarada (Fig. 19).
5. Estructura lamelar cruzada compleja, formada por la agregación de cristalitos rectangulares alargados de aragonita en disposición radial (Fig. 22).
6. Estructura homogénea, formada por la agregación de gránulos de aragonita de varias dimensiones (Fig. 23).
7. Estructura lamelar cruzada, formada por el empaquetamiento bien ordenado de cristalitos aragoníticos rectangulares alargados, paralelos entre si, formando una amplia tableta (o lamela de segundo orden). Estas últimas se organizan de manera paralela una respecto a la otra para formar un bloque rectangular (lamelas de primer orden) (Fig. 21).
8. Estructura prismática compuesta, formada por el empaquetamiento de prismas redondeados y alargados, bien diferenciados, cada uno compuesto de cristalitos de aragonita de forma cónica (Fig. 20).

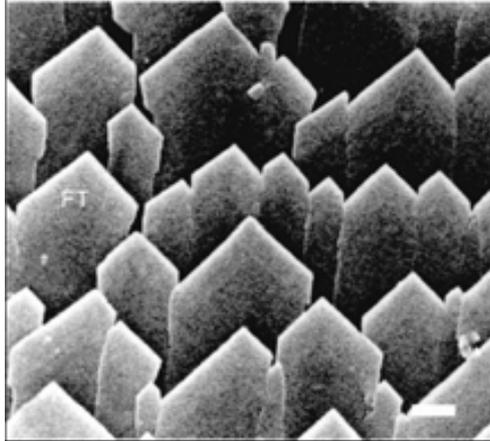


Fig. 19. Fotografía SEM de la estructura foliácea en el ostreido *Crassostrea gigas* (Thunberg) que muestra los márgenes libres de las tabletas alargadas de cristalitos calcícticos (FT). Escala 1 μ m. Tomado de Kobayashi y Samata (2006).

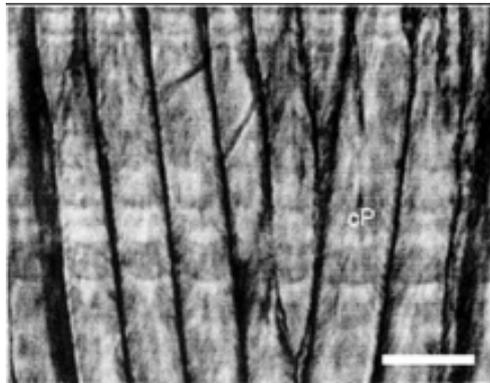


Fig. 20. Microfotografía de la estructura prismática compuesta en *Phacosoma japonicum* (Reeve) que muestra prismas compuestos (cP), formados por cristalitos de aragonita, organizados en estratos de crecimiento. Escala 20 μ m. Tomado de Kobayashi y Samata (2006)

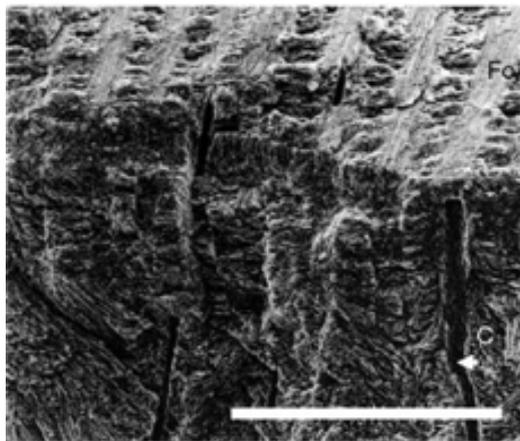


Fig. 21. Fotografía SEM de la estructura lamelar cruzada in *Glycymeris yessoensis* (Sowerby) que muestra diferentes secciones in dos dimensiones. Fo es una lamela de primer orden y C es un canal. Escala 100 μ m. Tomado de Kobayashi y Samata (2006).

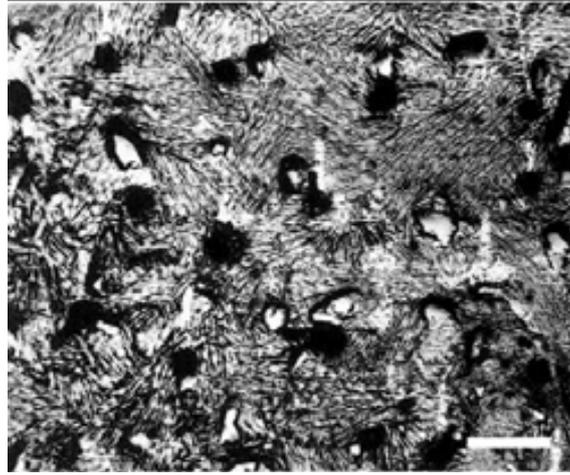


Fig. 22. Microfotografía de la estructura lamelar cruzada compleja in *Barbatia virescens* (Reeve) que muestra la agregación de cristalitos en modo semi-radial y canales circulares. Escala 100 μm . Tomado de Kobayashi y Samata (2006)

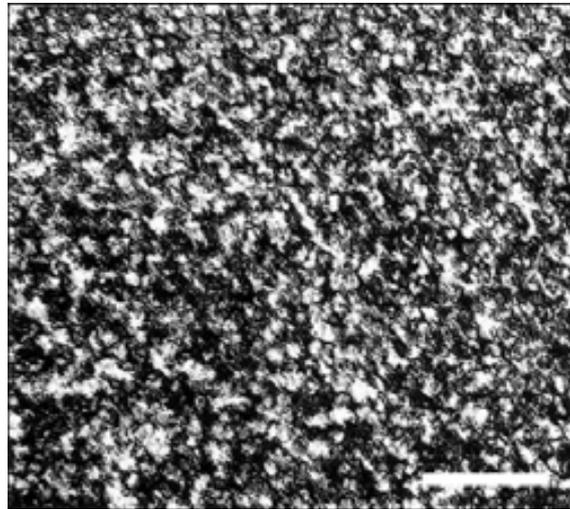


Fig. 23. Microfotografía de la estructura homogénea en *Mercenaria stimpsoni* (Gould) que muestra la agregación de partículas granulares. Escala 50 μm . Tomado de Kobayashi y Samata (2006).

En general, la combinación de tipos de estructura que se reconocen en los bivalvos son, de la parte externa a la interna de la concha:

- Estructura prismática simple o estructura prismática fibrosa – estructura nacarada;
- Estructura foliácea – estructura lamelar cruzada – estructura lamelar cruzada compleja;
- Estructura fibrosa – estructura prismática compuesta – estructura lamelar cruzada y/o estructura homogénea – estructura lamelar cruzada compleja y/o estructura homogénea

PROCESOS DE BIOMINERALIZACIÓN

Actualmente, más de 100 000 especies de moluscos distribuidas en los varios ambientes marinos, lacustres y terrestres poseen una concha rígida que es el resultado de un complejo proceso de calcificación. La formación y crecimiento de la concha representa el proceso de biomineralización más común entre los metazoos, después del adoptado por los corales, e implica una serie de requerimientos (Marin y Luquet 2004; Addari et al. 2006; Johnstone et al. 2008) (Fig. 24):

- un compartimento cerrado dedicado a la calcificación (espacio extrapaleal);
- una bomba iónica activada por una membrana (epitelio);
- una matriz orgánica extracelular que organiza la formación de los cristalitos;
- células del sistema inmunitario que participan activamente en la formación de la concha;
- control hormonal que regula el crecimiento y la forma de la concha.

El proceso de formación de la concha consta de las siguientes fases:

- reorganización de los componentes en la matriz orgánica,
- fase de pre-mineralización de las tabletas,
- nucleación y crecimiento de las tabletas/mineralización.

El espacio extrapaleal es un espacio estrecho delimitado por la misma concha, el periostracum que sirve de revestimiento, y del lóbulo del manto que calcifica. El periostracum se forma entre el lóbulo externo y el lóbulo intermedio del margen del manto (surco periostracal) y es segregado originalmente como precursor soluble (o periostracina) que pasa sucesivamente a insoluble por la acción de la molécula quinona. Sus dos funciones principales son: (A) sellar completamente el espacio extrapaleal de modo que permita adquirir condiciones de supersaturación, un pre-requisito fundamental para conseguir la nucleación de los cristalitos y (B) como soporte para los cristalitos de carbonato de calcio en formación.

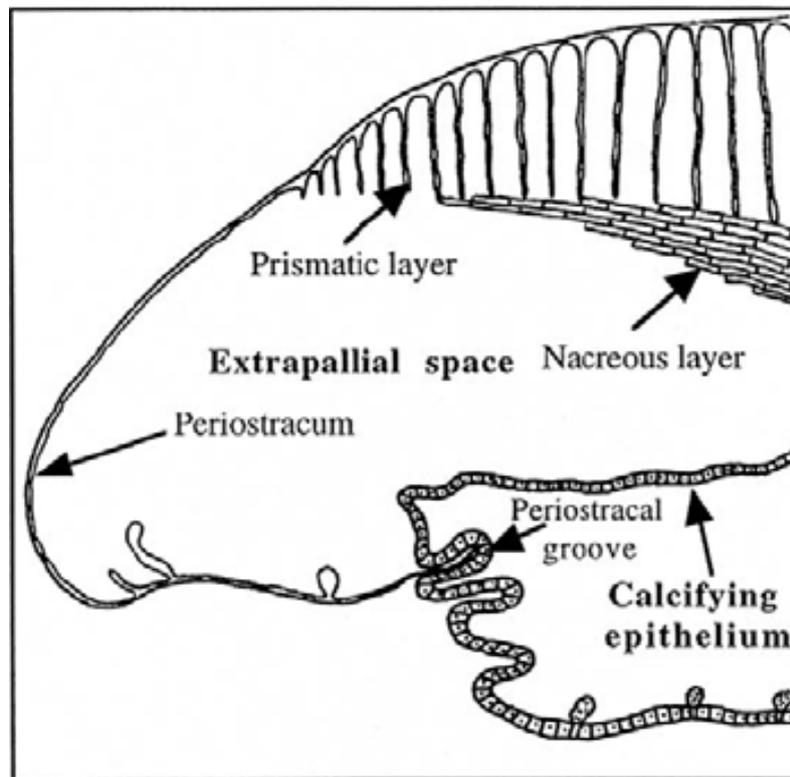


Fig. 24. Esquema de los elementos implicados en el proceso de calcificación de la concha de un bivalvo. Tomado de Marin y Luquet (2004).

Reorganización de los componentes

En esta fase se forma una mezcla compleja de proteínas, glicoproteínas, proteoglicanos y polisacáridos. Uno de los principales componentes de esta matriz orgánica es el polisacárido quitina (*N*-acetil-2-glucosamina en la forma β polimorfo) que viene producido por la membrana celular extruyendo, de microporos bien empaquetados, estructuras rígidas (rosetas) constituidas por cadenas de polímeros que forman rápidamente cristalitas aciculares (Fig. 25).

En los bivalvos los cristalitas de quitina coloidal se adhieren sobre la matriz y quedan suspendidos en el líquido extrapaleal como “cristales líquidos”, disponiéndose como estratos sucesivos (Fig. 26). En este punto entran en juego otras proteínas en fase gelatinosa, como la fibrina (proteína de la seda relativamente hidrofoba) y una compleja asociación de proteínas hidrófilas, muchas de las cuales son particularmente ricas en ácido aspártico. Antes de la mineralización, el conjunto proteico se posiciona entre los espacios como gel y como material esponjoso entre las mismas tabletas formando la matriz intertabular.

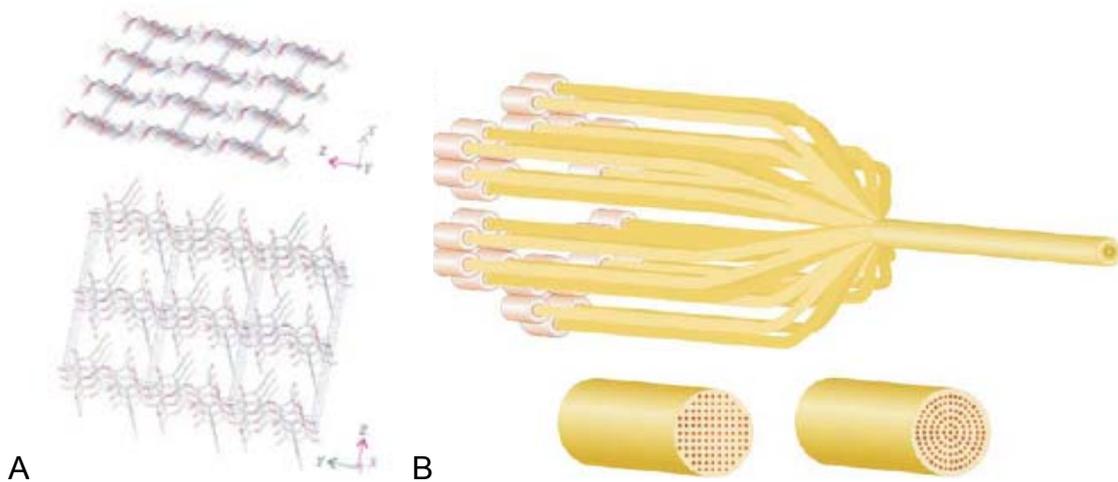


Fig. 25. A, estructura de los cristalitas de β -quitina. B, esquema del probable proceso de cristalización de la quitina con diversas posibilidades de alineamiento de los planos cristalinos en función de la disposición de las rosetas que emergen de las cadenas de polímeros. Tomado de Cartwright y Checa (2006).

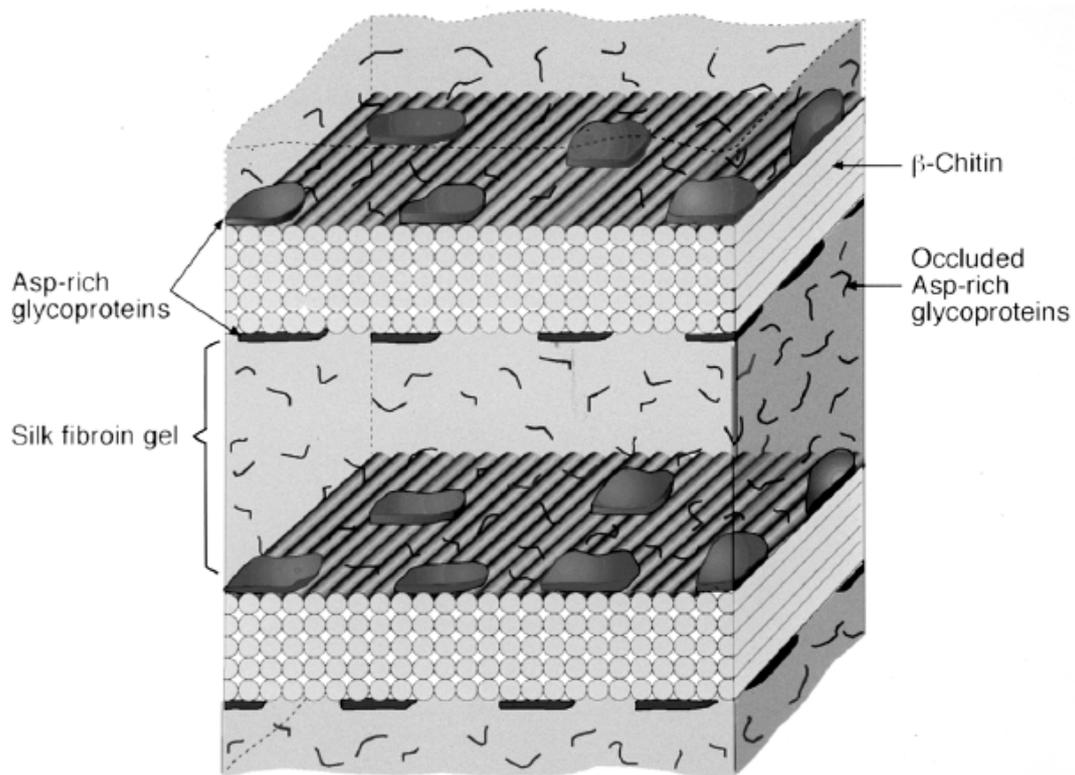


Fig. 26. Modelo de la matriz orgánica que forma los estratos de quitina separados por gel proteico fibroso. Tomado de Weiner y Dove (2003).

En los bivalvos, la distancia entre las membranas interlamelares de quitina es de aproximadamente 90 μm pero aumenta a casi 500 μm cuando, por la inminente mineralización, la llegada de las proteínas causa una modificación importante del campo de las complejas fuerzas electroquímicas.

Pre-mineralización

En esta fase las células del epitelio externo segregan componentes con matriz ácida cerca del margen del manto (Fig. 27) para favorecer la formación de cristallitos trámite dominios aniónicos (Fig. 28). En condiciones de supersaturación, los iones Ca^{2+} y bicarbonato CO_3^- procedentes de las partes orgánicas (epitelio del manto interno, branquias, intestino) son trasportados a las células epiteliales trámite la emolinfa. Seguidamente quedan almacenados como gránulos intracelulares amorfos (o intersticiales) para ser después bombeados del fluido intracelular hacia el espacio extrapaleal probablemente a través de microcanales, presentes en la membrana de las células epiteliales calcificantes.

El resultado de la actividad de bombeo es la formación de un fluido supersaturado (fluido extrapaleal) de composición peculiar; fases sucesivas de deposición permiten el crecimiento de la concha trámite la migración del fluido extrapaleal (Fig. 29).

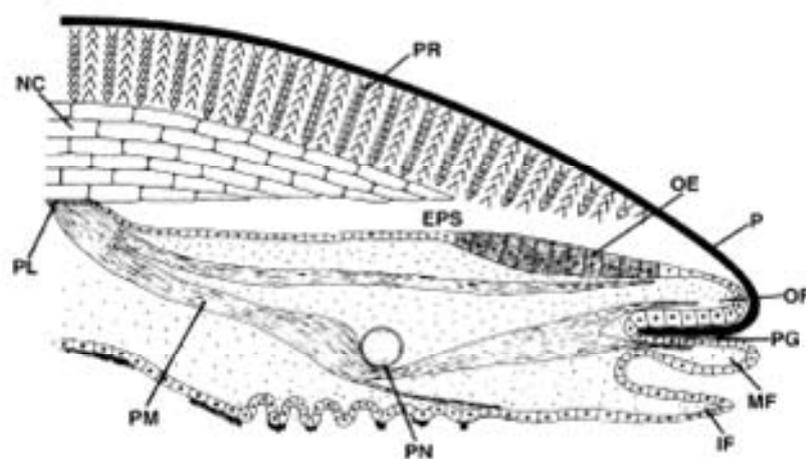


Fig. 3. A diagram of a section through the edge of the shell and attached mantle of a bivalve mollusc. Note the layers of periostracum, prismatic calcite, and aragonitic nacre underlain by the extrapallial space and mantle. EPS, extrapallial space; MF, middle fold of mantle; NC, nacre; OED, outer epithelium of the mantle; OF, outer fold of the mantle; P, periostracum; PG, periostracal groove; PL, pallial line; PM, pallial muscle; PN, pallial nerve, PR, prismatic shell layer (after Simkiss and Wilbur, 1989).

Fig. 27. Procesos de biomineralización en un bivalvo. Tomado de Wild (2005).

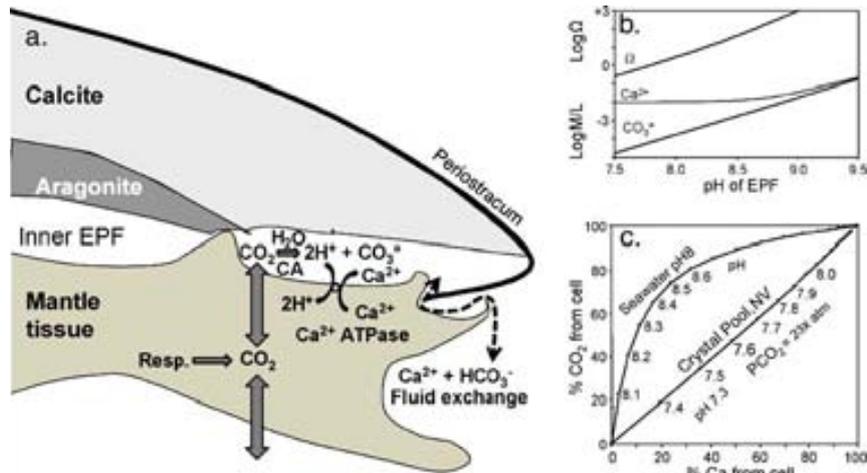


Fig. 28. a) Sección esquemática de la concha que muestra las probables vías de transporte del calcio y del carbono inorgánico. b) Concentraciones de Ca^{2+} , de CO_3^{2-} y nivel de saturación de la aragonita Ω en el agua, influenciados por el intercambio $\text{Ca}^{2+}/2\text{H}^+$ y por la disolución del CO_2 . Los otros parámetros calculados por la alcalinidad. c) Fracciones del carbono esquelético aportado como CO_2 por el manto y iones Ca^{2+} bombeados por las células del manto, calculados para el agua marina (pH 8, $\text{pCO}_2 = \text{atmosférica}$), y para el agua dulce Crystal Pool NV (pH 7.3, $\text{CO}_2 = \text{atmosférica} \times 23$). Tomado de McConnaughey et al. (2008).

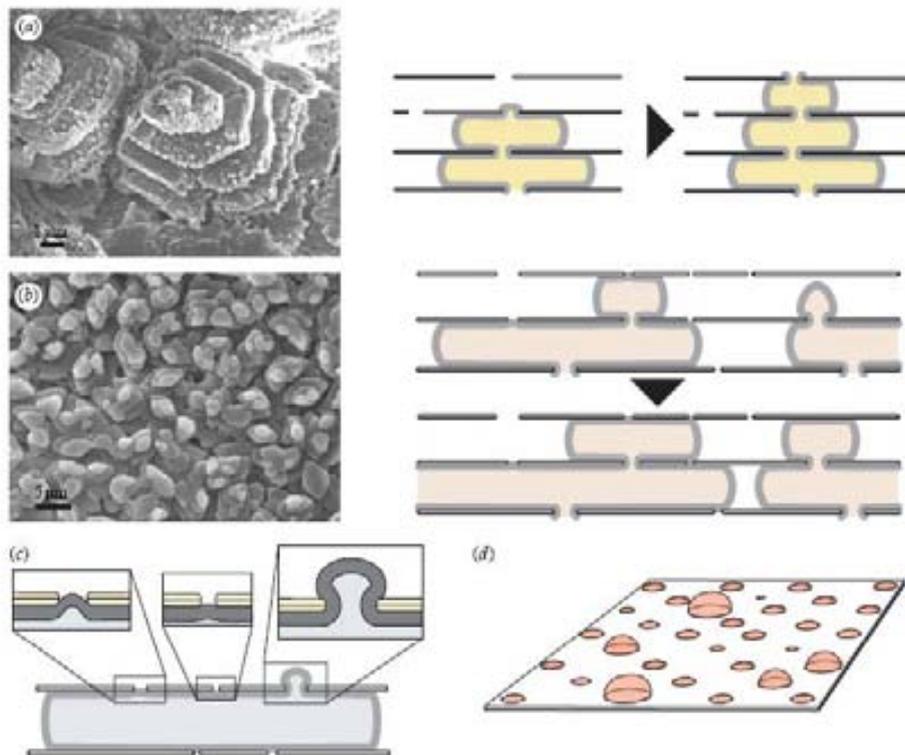


Fig. 29. Disposición de los microporos en las membranas interlamelares: microfotografía SEM que muestra la influencia del espaciamento en (a) gasterópodos (*Gibbula umbilicalis*) y (b) bivalvos (*Nucula nitidosa*); (c,d) la dimensión de los poros influye también la tasa de crecimiento. Tomado de Cartwright y Checa (2006).

Nucleación y crecimiento de las tabletas - mineralización

La concha de los moluscos está compuesta en un 95-99% de cristales de carbonato de calcio y de matriz orgánica representada por polisacáridos y proteínas que tienen distintos roles.

La mineralización de la capa de nácar ocurre con la ocupación del espacio entre las membranas interlamelares con CaCO_3 amorfo (Fig. 30). El proceso que genera la capa calcítica no es aún bien conocido y viene tratado, en parte, en el apartado siguiente.

A escala de nanoestructura, el inicio de la biomineralización se caracteriza por la rápida formación de gránulos (vesículas) que contienen carbonato de calcio amorfo (ACC) dentro de nanno-compartimentos por parte del conjunto proteico que precede la cristalización de aragonita y de vaterita. Los microporos que se observan podrían resultar de este proceso más que representar la vía de transferencia del CaCO_3 a través de la matriz interlamelar preexistente (Jachob et al 2008) (Fig. 31).

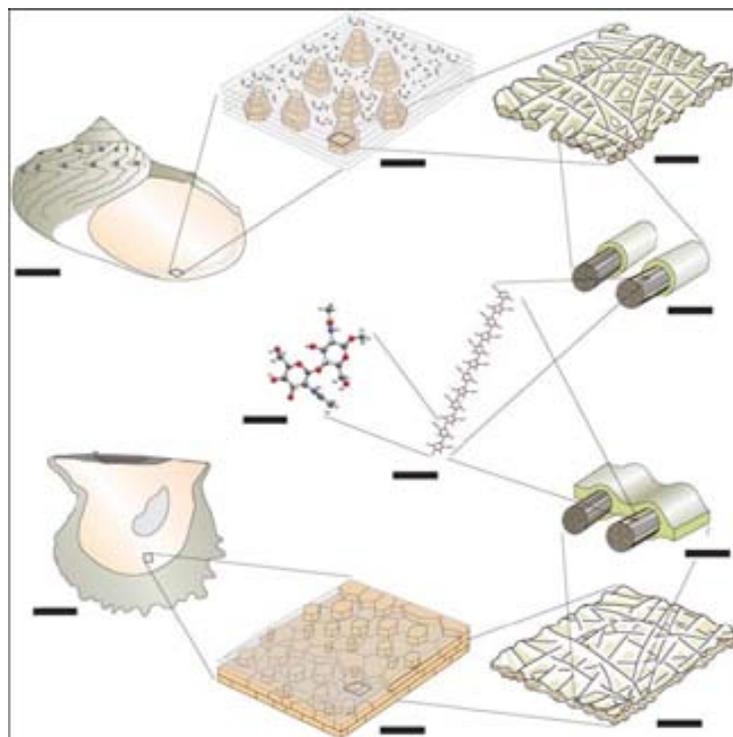


Fig. 30. Esquema de la formación de la capa de nácar por parte de las moléculas de quitina para los gasterópodos (arriba) y para los bivalvos (abajo). Tomado de Cartwright y Checa (2006).

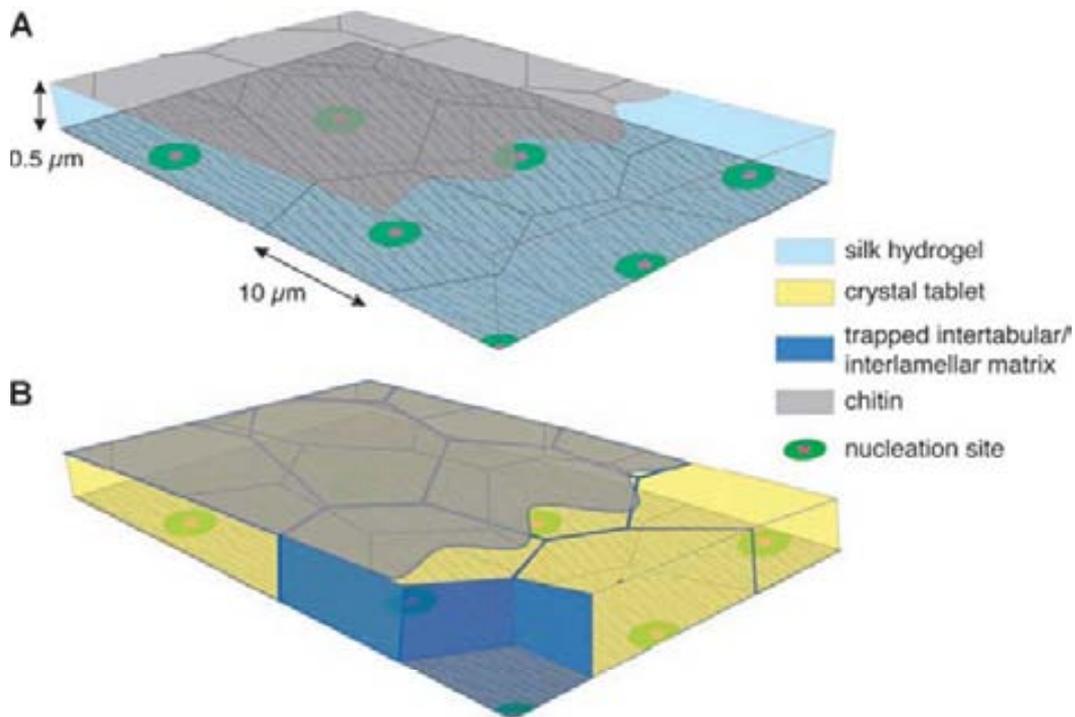


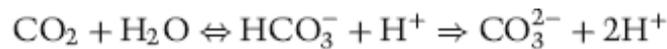
Fig. 31. Esquema de la formación de la capa de nácar antes (A) y después (B) de la mineralización. A, en la matriz orgánica se forma un microambiente delimitado por dos capas de β -quitina con un gel proteico filamentoso que llena el espacio facilitando la nucleación sucesiva. B, la nucleación y organización de la aragonita en tabletas poligonales está inducida por las proteínas ácidas. Tomado de Addadi et al. (2006)

Matriz orgánica y proteínas

Las proteínas son secretadas por células epiteliales externas en diferentes regiones del manto, en general, la capa calcítica prismática está en relación con proteínas secretadas por el epitelio externo mientras la parte aragonítica nacarada interna está en relación con la región dorsal o paleal del manto. La capa de nácar tiene una resistencia a la fractura 3000 veces mayor que la de aragonita abiótica, además, algunos experimentos in vitro demuestran que proteínas de esta capa favorecen la diferenciación de los osteoblastos sugiriendo su utilización en las técnicas de recuperación ósea.

En los bivalvos Pteriomorfos, la calcita constituye la capa externa prismática de la concha, mientras la capa interna nacarada es de aragonita. Las matrices asociadas a esta microestructura son distintas y algunas proteínas son específicas de las diferentes capas.

En la matriz orgánica de la concha de los moluscos actuales se han individualizado por lo menos 20 especies entre proteínas y polisacáridos, distribuidos en la capa aragonítica (p. ej. lustrina A) (Fig. 32, A), en la capa calcítica (Fig. 32, B) o en ambas (Fig. 32, C) (Zhang y Zhang 2008). Estas participan en la formación de la concha trámite el proceso de anidrisis del carbono (Miyamoto et al. 1996; Mount et al. 2004) según la reacción:



Los moluscos parece que consiguen acelerar la velocidad de la reacción de hidroxidación del CO_2 ($\text{CO}_2 + \text{OH}^- \rightarrow \text{HCO}_3^-$), que aumenta linealmente al aumentar el OH^- y exponencialmente con el pH, utilizando en paralelo ya sea

Table 1. Matrix Proteins of the Aragonite Layer

Protein name	Species	Microstructure	Molecular			Reference
			mass (kDa)	aa number	pl	
Lustrin A	<i>Haliotis rufescens</i>	Nacre	65 (116)	1428	8.1	Shen et al., 1997
MS160	<i>Pinctada fucata</i>	Nacre	60	738/717	4.9	Sudo et al., 1997
N16	<i>Pinctada fucata</i>	Nacre	16	131/108	4.8 or 5.1	Samata et al., 1999
Pearlin	<i>Pinctada fucata</i>	Nacre	14	129	6.1	Miyashita et al., 2000
N14	<i>Pinctada maxima</i>	Nacre	16	140/115	5.4	Kono et al., 2000
Perlucin	<i>Haliotis laevigata</i>	Nacre	17–21	155	7.2	Weiss et al., 2000
Perlustrin	<i>Haliotis laevigata</i>	Nacre	9.326	84	8	Weiss et al., 2000
Mucoperlin	<i>Pinna nobilis</i>	Nacre	66.7	636/625	4.8	Marin et al., 2000
p20*	<i>Pinctada maxima</i>	Nacre	20	–	–	Bedouet et al., 2001
Dermatopontin	<i>Biomphalaria glabrata</i>	Cross-lamellar	19.6	148	6.3	Marxen and Becker, 1997; Marxen et al., 2003
61.2-kDa protein*	<i>Biomphalaria glabrata</i>	Cross-lamellar	61.2	–	–	Marxen and Becker, 1997
AP7	<i>Haliotis rufescens</i>	Nacre	7.565	88/66	5.17	Michenfelder et al., 2003
AP24	<i>Haliotis rufescens</i>	Nacre	24 (17)	171/157	5.3	Michenfelder et al., 2003

*Only a partial sequence has been identified.

Table 2. Matrix Proteins of the Calcite Layer

Protein name	Species	Micro-structure	Molecular			Reference
			MW (kDa)	aa number	pl	
P12*	<i>Mytilus californianus</i>	Prisms	5.5	–	–	Weiner, 1983
P16*	<i>Mytilus californianus</i>	Prisms	14.5	–	–	Weiner, 1983
Fraction RP-1*	<i>Crassostrea virginica</i>	Foliated	54	–	–	Wheeler et al., 1987; Rusenko, et al., 1991
Fraction RP-1*	<i>Adamussium colbecki</i>	Foliated	–	–	–	Halloran and Donarchy, 1995
MS131	<i>Pinctada fucata</i>	Prisms	31	334	3.8	Sudo et al., 1997
MSP-1	<i>Painopekten yessoensis</i>	Foliated	74.5	840	3.2	Sarashina and Endo, 1998, 2001
Aspein	<i>Pinctada fucata</i>	Prisms	41	413/394	1.45	Tsukamoto et al., 2004
Prismalin-14	<i>Pinctada fucata</i>	Prisms	11.89	105	3.98	Suzuki et al., 2004
Asprich family	<i>Attrina rigida</i>	Prisms	20–30	209–244	2.4–2.7	Gotliv et al., 2005
Calprismin*	<i>Pinna nobilis</i>	Prisms	38	–	–	Marin et al., 2005

*Only a partial sequence has been identified.

Table 3. Matrix Proteins of Both Layers

Protein name	Species	MW (kDa)	aa number	pl	Reference
45-kDa protein*	<i>Mytilus edulis</i>	45	–	–	Keith et al., 1993
21-kDa protein*	<i>Mytilus edulis</i>	21	–	–	Keith et al., 1993
5-kDa protein*	<i>Mytilus edulis</i>	5	–	–	Keith et al., 1993
Nacrein	<i>Pinctada fucata</i>	60(48)	447/430	6.8	Miyamoto et al., 1996
N66	<i>Pinctada maxima</i>	66	568/546	8.68	Kono et al., 2000
Nacrein	<i>Turbo marmoratus</i>	57	538	5.8	Miyamoto et al., 2003
MS17	<i>Pinctada fucata</i>	7	95/76	5.98	Zhang et al., 2003
Caspartin*	<i>Pinna nobilis</i>	38	–	–	Marin et al., 2001, 2005

*Only a partial sequence has been identified.

Fig. 32. Asociaciones proteicas individuadas en el estrato calcítico (A), en el nacarado (B) o en ambos estratos de la concha de los moluscos (C). Tomado de Zhang y Zhang (2008)

catalizadores como la enzima de la anhidrasa del carbono (CA) ya sea inhibidores como la proteína nacreína, para controlar el crecimiento de los cristalitos (Miyamoto et al. 2008). En los moluscos, la parte fluida de la matriz orgánica es particularmente rica en ácido aspártico, en estas condiciones, las proteínas ácidas vienen implicadas en la biomineralización por su capacidad de fijación catiónica que permite su interacción con particulares caras cristalinas, regulando su crecimiento (Takeuchi et al 2008).

En solución acuosa, la presencia de iones Mg^{2+} impide la formación de calcita pero no la de la aragonita por lo que esta última resulta dominante en soluciones ricas en Mg^{2+} . Esto permite suponer que en los bivalvos marinos la cristalización de calcita debe ser favorecida por procesos biológicos que superen las condiciones de precipitación de la aragonita.

En los procesos de biomineralización de los bivalvos actuales, la tasa de crecimiento de los cristales de aragonita y/o de calcita de bajo contenido en Mg es superior a la de cristales de calcita con alto contenido en Mg. Su precipitación tiene lugar en compartimentos aislados donde, no obstante, su concentración en el fluido extrapaleal no es suficiente para que se formen capas continuas. Por esta razón se invoca la acción de hemocitos orgánicos (granulocitos) para transportar microgránulos de carbonato de calcio y formar capas continuas de concha como en el caso de las ostreas (Mount et al 2004).

En experimentos con *Mytilus edulis*, aumentando progresivamente la relación Mg/Ca se ha registrado un aumento exponencial de Mg en la concha al superarse los valores actuales del agua marina (Mg/Ca casi 5, actualmente), no alcanzando el organismo a controlar la concentración de Mg en el fluido extrapaleal. Aunque hipotéticamente el proceso de construcción de la concha en los rudistas puede haberse producido por un mecanismo biológico análogo que, en condiciones de relación Mg/Ca reportadas para el Cretácico superior de aproximadamente 0,5-1,0 (Stanley 2006), justifica el bajo contenido en Mg de las conchas. Este mecanismo y el crecimiento holoperiferal han favorecido a los radiolítidos con capa externa de la concha gruesa y a otros taxa de rudistas en su difusión, a menudo exclusiva, en gran parte de los medios de plataforma.

En la capa prismática las moléculas ácidas han sido identificadas en el interior de los cristales. Estas proteínas de matriz soluble podría ser puestas en contacto con las proteínas de la matriz insoluble y ser colocadas en puntos determinados de la concha en la fase de pre-cristalización propio de la aspeina trámite el mecanismo de inotropia, alcanzando a disminuir la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} hasta el punto de nucleación de los cristalitas en la forma desordenada amorfa del carbonato de calcio (ACC amorphous calcium carbonate). Una hipótesis alternativa es que la aspeina inhiba la formación de aragonita favoreciendo así la de calcita.

El proceso de biomineralización en algunas ostreas está influenciado por los ritmos estacionales y circadianos observados en la manifestación de los genes que controlan la formación de la concha. Por ejemplo, la manifestación de algunos genes (N16 e MSI60) aumenta en correspondencia con la marea alta mientras que la de la nacreína aumenta en correspondencia con la marea baja (Miyazaki et al. 2008).

La caspartina intracristalina podría actuar como nucleador de los cristales de $CaCO_3$ sobre la superficie de los prismas en formación. Podría distribuirse puntualmente a lo largo de la superficie de la que crecen los nannocristales de manera coalescenze (Fig. 33).

El film de caspartina que se extiende a lo largo de los muros interprismáticos insolubles proporciona un microambiente cargado negativamente por lo que la estructura en nido de abeja, cuando está revestida del film de caspartina, puede considerarse como una cubeta polianiónica (*polyanionic sink*) que atraería y almacenaría los iones de calcio o dirigiría los iones bicarbonato hacia la superficie de nucleación en contacto con los prismas en formación y el fluido supersaturado de origen. Al mismo tiempo, la envoltura polianiónica debería actuar como límite inhibitor del crecimiento de los cristales (Fig. 34).

Como la caspartina polimeriza, los complejos multímeros formados pueden jugar un papel importante en el mantenimiento de una única dirección cristalográfica de los núcleos de los prismas, de tal modo que cada uno de ellos tenga una única orientación cristalográfica.

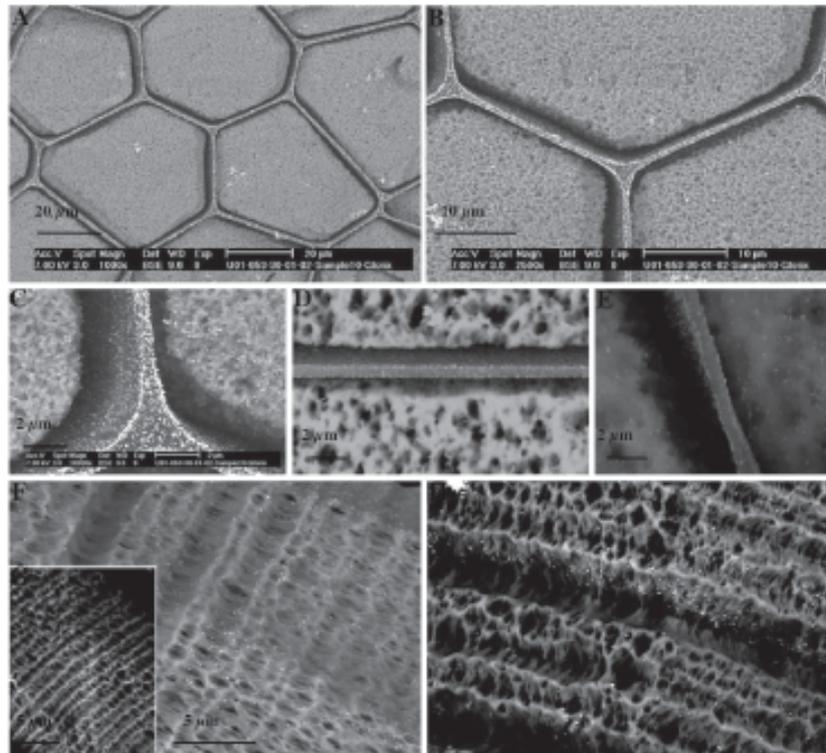


Fig. 33. Localización de la caspartina en los prismas, en modo *back-scattered electron mode*. A–C, secciones transversales. D y E, secciones longitudinales. F–H, superficies de prismas aislados. A–C caspartina formando una capa doble continua en la interfase entre capas insolubles periprismáticas y los cristales poligonales; también se encuentra dispersa al interior de los mismos. D y E, la caspartina se encuentra también dispersa en secciones longitudinales. F, caspartina dispersa de modo homogéneo a lo largo de los prismas. H, en algunas zonas la caspartina está concentrada en planos que son perpendiculares al eje de los prismas. G, control en negativo con suero. Tomado de Marin et al. (2005).

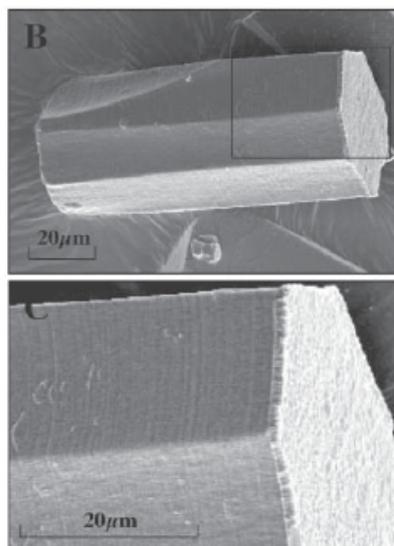


Fig. 34 Estructura prismática en una concha de *Pinna nobilis*. B, prisma aislado de calcita con un detalle (C) que muestra una delgada estratificación. Tomado de Marin et al. (2005).

CONTEXTO BIOESTRATIGRÁFICO

Entre los esquemas bioestratigráficos globales, referidos al Cretácico superior, con mayor número de datos relativos a diferentes grupos fósiles se encuentra la actualización (del 2/2006) del esquema de J.G. Ogg y G. Ogg, modificado de Gradstein et al. (2004), que toma en consideración la distribución de 13 grupos fósiles, incluidos los rudistas (Fig. 35).

En el esquema se consideran cronoestratigrafía, polaridad magnética y secuencias deposicionales, a los que se correlacionan los principales grupos fósiles; por una parte la distribución de los grupos de microfósiles de referencia: foraminíferos bentónicos y planctónicos, nannofósiles calcáreos, quistes de dinoflagelados, radiolarios, oogonios de carofíceas, y ostrácodos; por la otra se considera la distribución de los microfósiles y de algunos vertebrados: mamíferos, amonites, belemnites, inocerámidos, y rudistas en los distintos dominios paleobiogeográficos.

Con respecto a los rudistas, se consideran 33 especies del dominio periadriático y 38 del europeo occidental; su distribución, no obstante, no es siempre coherente con los datos bioestratigráficos disponibles.

Para ayudar a superar la dificultad de correlación entre los distintos datos bioestratigráficos, en los últimos 15 años se han integrado a la bioestratigrafía los datos geoquímicos. En particular, se dispone de una gran cantidad de análisis de carácter químioestratigráfico referidos a la variación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Strontium isotope stratigraphy - SIS), a la variación de los isótopos del carbono (Jarvis et al. 2006), y la variación de la relación Mg/Ca, que contribuyen al afianzamiento de la escala cronoestratigráfica (Gradstein et al. 2004) (Fig. 36). Los datos SIS provienen frecuentemente de análisis efectuados sobre conchas de rudistas (Steuber 2001).

Especialmente para el Cretácico superior, el reconocimiento de los ciclos de Milankovic, junto a datos radiométricos de alta resolución (Obradovic 1993) proporciona un control muy preciso para el calibrado cronoestratigráfico de las biozonaciones de este intervalo de tiempo (Gradstein et al. 1994, 1995).

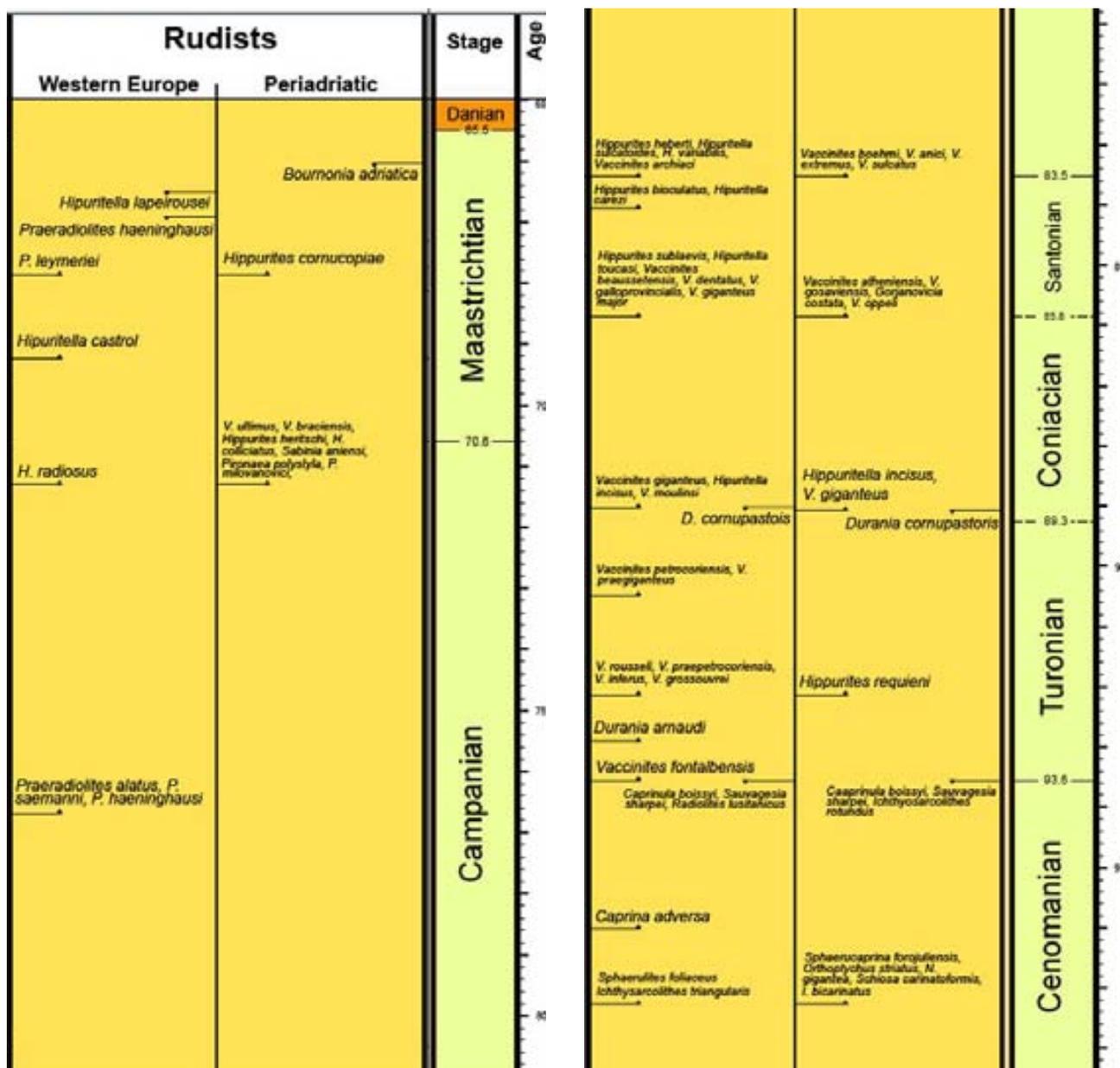


Fig. 35. Fragmento, correspondiente a los rudistas y al Cretácico superior, de la tabla de Ogg y Ogg (2006).

ESQUEMAS PARA EL ÁREA ITALIANA

Como esquemas bioestratigráficos de referencia se han usado principalmente los basados en asociaciones de foraminíferos bentónicos de plataforma calcárea ya que las asociaciones de rudistas consideradas son preferentemente atribuidas a este contexto sedimentario.

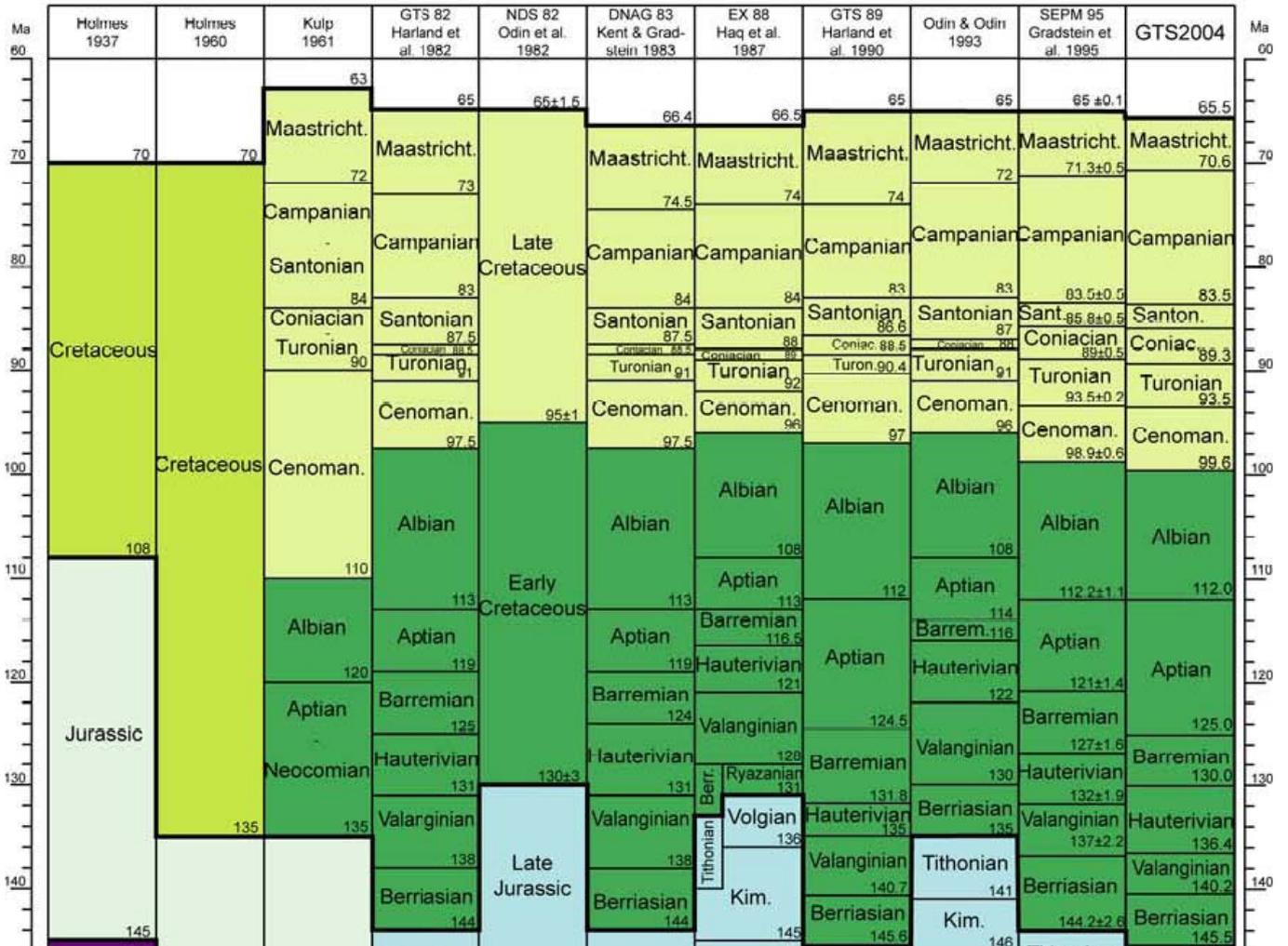


Fig. 36. Esquema de comparación cronoestratigráfica por el Cretácico. Tomado de <<http://www.stratigraphy.org>>

Entre los primeros trabajos de bioestratigrafía del Cretácico de Italia centro-meridional destaca Sartoni y Crescenti (1964) que propone un esquema basado en la distribución de los foraminíferos bentónicos del Mesozoico, aun hoy válido en sus líneas generales. Más recientes son el esquema de De Castro (1991) y el de Chiocchini et al. (1994). Este último (Fig. 37), modifica en parte el propuesto por Molinari-Paganelli y Tilia-Zuccari (1987) y es de referencia obligada para ambientes de plataforma del Mesozoico del Apenino central; está basado en la asociación de foraminíferos, algas dasicladáceas y calpionélidos, distingue facies de plataforma interna, de margen de plataforma y de talud externo, y está correlacionado con los datos de sucesiones pelágicas publicadas en trabajos precedentes (Chiocchini y Mancinelli 1978; Chiocchini et al. 1984; Chiocchini et al. 1988).

Aún no se dispone de un esquema bioestratigráfico para el Cretácico superior basado en nannofossiles válido para plataforma interna, aunque si existen para áreas de margen y de transición a cuenca (p. ej: Laviano y Marino 1996).

SCALA CRONOSTRATIGRAFICA		Riferimenti cronostratigrafici presunti e/o convenzionali	FACIES DI PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA				
			BIOZONE E SUBZONE da CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1977; MOLINARI-PAGANELLI & TIJIA-ZUCCARI, 1987		BIOZONE E SUBZONE unità biostratigrafiche informali		comparsa locale di taxa caratteristici
Eocene inferiore			Charophyta e Ostracoda	Coskinolina liburnica	Charophyta e Ostracoda	Coskinolina liburnica	Fallotella cf. alvensis
PALEOCENE	superiore		Spirolina sp.		Spirolina spp.		Rhapydionina liburnica Lafitteina marsicana
	inferiore	2 2 2					Siderolites calcitrapoides Orbitoides media Raadschoovenia salentina
CRETACEO	CRETACEO SUPERIORE	CAPIANO	Discorbidae e Miliolidae		Discorbidae e Miliolidae		
		CAPIANO	Orbitoides spp.		Orbitoides media		
		CAPIANO	Discorbidae e Ostracodi		Discorbidae e Ostracoda		
		CAPIANO	Accordiella conica e Rotorbinella scarsellai		Accordiella conica e Rotorbinella scarsellai		
		CAPIANO	Valvulammina picardi e Nummoloculina heimi		Nezzazatinella cf. aegyptica e Nummoloculina cf. irregularis		Accordiella conica
	CRETACEO INFERIORE	CRONIANO	Chrysalidina gradata e Pseudolituonella reicheli		Chrysalidina gradata e Pseudolituonella reicheli		Cisalveolina fraasi
		CRONIANO	Pseudorhapydionina dubia e Pseudorhapydionina laurinsis		Pseudorhapydionina dubia e Pseudorhapydionina laurinsis		Cisalveolina lenheri Selliaveolina vialtii
		ALBIANO	Ostracodi e Miliolidae		Ostracoda e Miliolidae		Neoiraqia insolita Cribellopsis arnaudae
		APTIANO	Ovalveolina reicheli		Archaealveolina reicheli		Archaealveolina reicheli
		APTIANO	Salpingoporella dinarica		Salpingoporella dinarica		Salpingoporella dinarica
		Pseudotextulariella? scarsellai e Cuneolina camposaurii		? Cuneolina scarsellai e Cuneolina camposaurii		Cuneolina camposaurii	
		Favreina salevensis e Salpingoporella annulata		Favreina salevensis e Salpingoporella annulata		Montsalevia salevensis	

Fig. 37. Esquema bioestratigráfico de las facies de plataforma interna. Tomado de Chiocchini et al. (1994).

CONTEXTO ESTRATIGRAFICO Y SEDIMENTOLOGICO

El Apenino centro-meridional forma parte del arco Apenínico meridional en el sector de la cadena Apenínico-Magrébide comprendido entre el Mar Tirreno y el Mar Adriático y delimitado al norte por el lineamiento estructural de dirección norte-sur denominado Línea Olevano-Antrodoco-Sibillini, mientras está delimitada al sur por el lineamiento tectónico transcurrente levógiro conocido como Línea Sangineto (Parotto y Praturlon, 2004 y referencias bibliográficas incluidas) (Fig. 38).

El esqueleto de la cadena viene caracterizado por una potente sucesión de rocas calcáreas sedimentadas desde el Triásico hasta el Mioceno a lo largo del margen pasivo adriático-ápulo que denota la existencia de un vasto archipiélago constituido por cuerpos calcáreos, con poco o ningún aporte siliciclástico, que ha sido objeto de numerosos trabajos de carácter geológico y estratigráfico (Accordi y Carbone 1988; Bosellini 2004; y referencias bibliográficas incluidas). A partir del Mioceno, la construcción progresiva de la Cordillera Apenínica viene indicada por la instalación de sedimentación prevalentemente turbidítica siliciclástica progresivamente más joven desde el oeste hacia el este. Actualmente la antefosa activa está situada en el Bradano (Antefosa Bradánica) y en el Golfo de Taranto (Mar Jónico). Durante el Cretácico superior, las comunidades de rudistas se desarrollaron en contexto de plataforma calcárea aislada (sensu Tucker y Wright 1990) en el que la composición faunística y la distribución de las biofacies reflejan una disminución generalizada de la diversidad específica al pasar de ambientes más marginales hacia aquellos predominantemente internos. Estos macrofósiles se encuentran normalmente en la sucesiones calcáreas y pueden ser fácilmente reconocidos en muchos afloramientos del área; de ellos se han tomado en consideración algunos:

MONTES DE OCRE

Los Montes de Ocre están situados en la parte septentrional del Apennino central (Fig. 39A) donde aflora una sucesión calcárea condensada del Cretácico superior que ha sido estudiada por Damiani et al. (1992) y Chiocchini y Mancinelli (1994) en sus aspectos micropaleontológicos y bioestratigráficos. Tres eventos de emersión principales caracterizan la evolución de este sector de plataforma, cada uno de ellos corresponde a un datum plane, entre los que se presentan numerosas asociaciones de rudistas (Fig. 40).

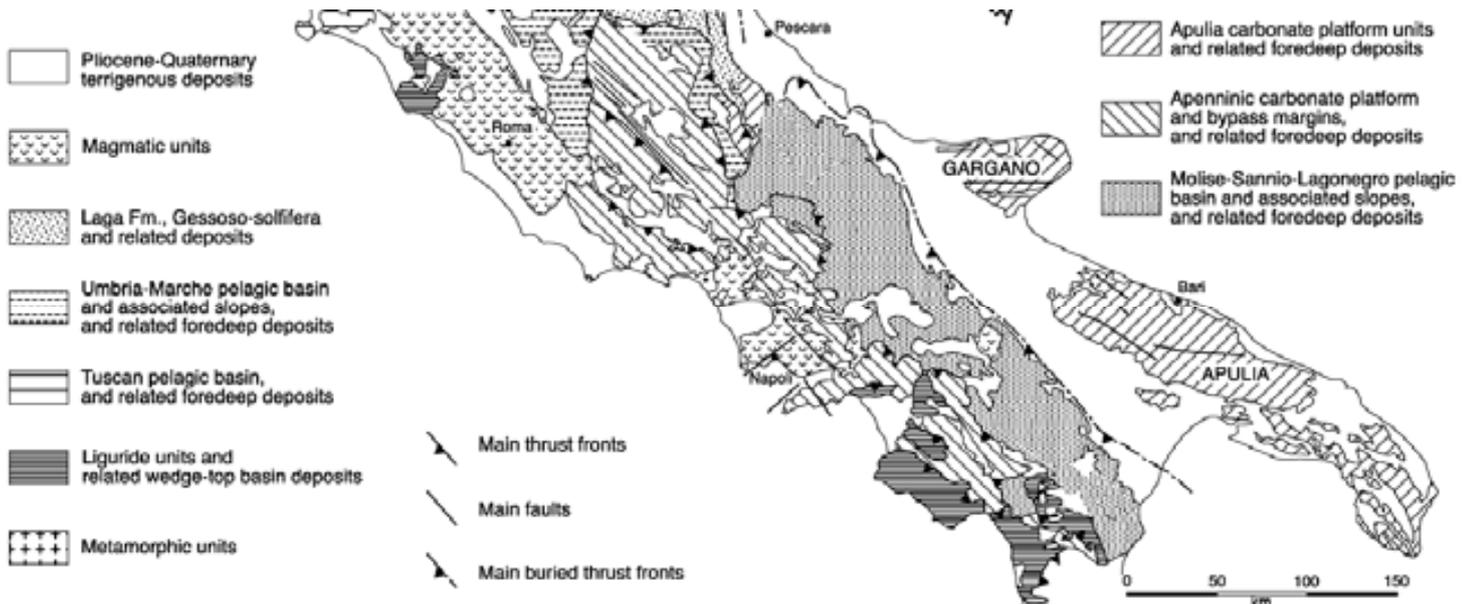


Fig. 38. Esquema geológico del Apenino centro-meridional (mod. por Butler et al. 2004)

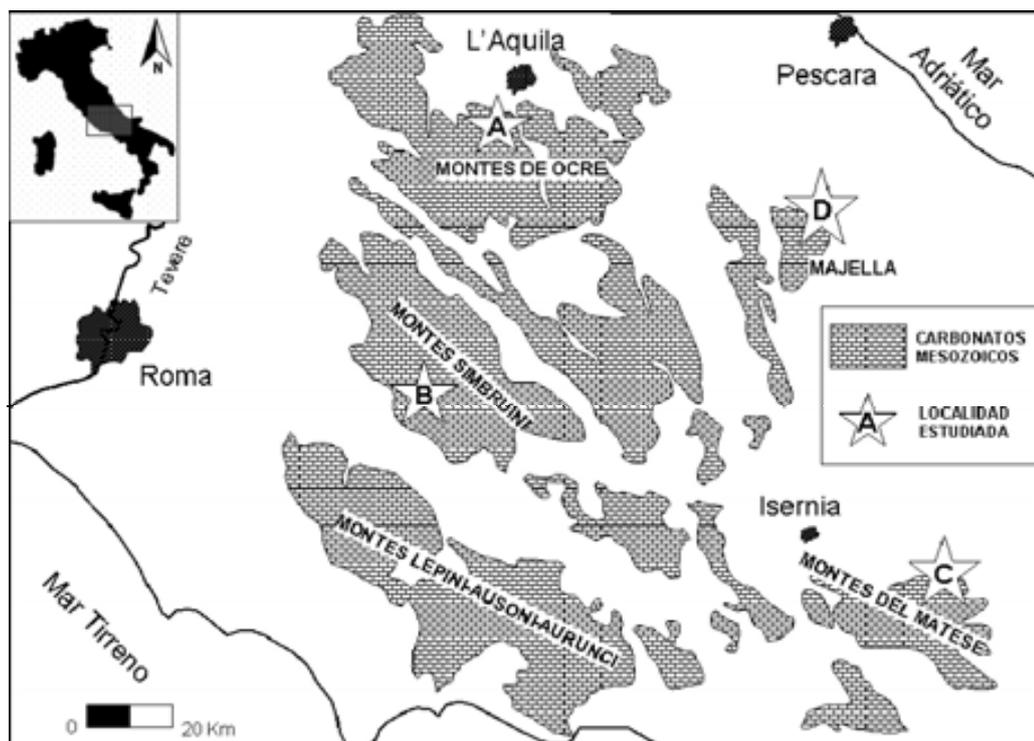


Fig. 39. Localización de las sucesiones calcáreas del Cretácico estudiadas en el Apenino central. A = Forchetta Moretti, Monte Orsello, Monte Rotondo (Montes de Ocre); B = Fiuggi, Trevi (Montes Simbruini); C = San Polo Matese, Piano della Corte (Montes del Matese); D = Monte Focalone (Montaña de la Majella).

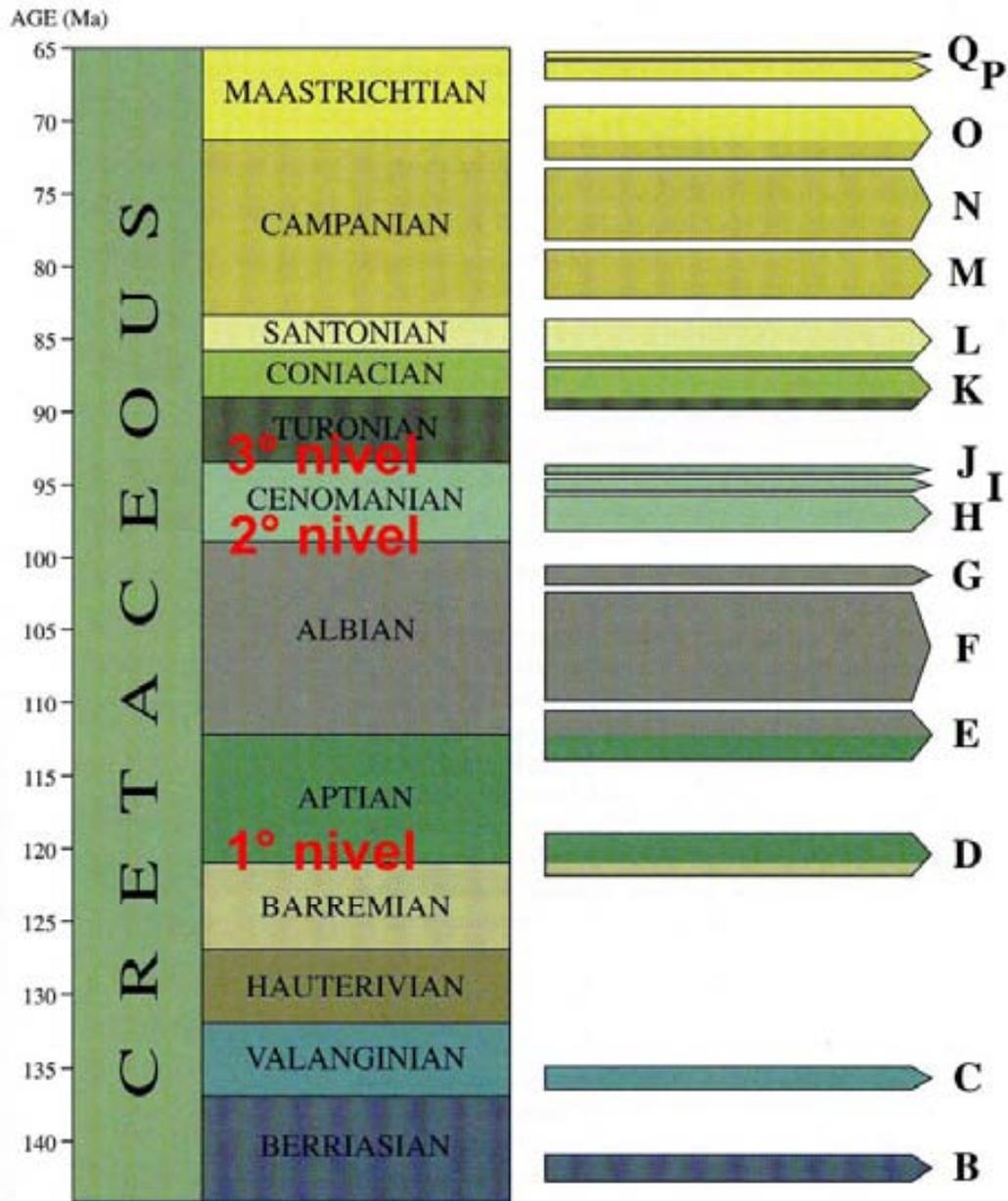


Fig. 40. Escala cronoestratigráfica con la posición de los tres niveles mayores de emergencia en los Apeninos centrales referidos a los principales bioeventos de rudistas. Modificado de Cestari y Sartorio (1995).

- 1^{er} datum plane – constituido por niveles arcillosos verduzcos de emergencia al techo de las calizas de la Facies Urgoniense de edad Barremiense-Aptiense basal.
- 2^o datum plane – caracterizado por niveles y lentes de bauxita roja al techo de las calizas del Albiense-Cenomaniense inferior (1^{er} horizonte bauxítico *auctorum*) (Fig. 41).
- 3^{er} datum plane - caracterizado por brechas, de clastos negruzcos y matriz roja y verduzca, desarrolladas sobre las calizas del Cenomaniense medio-superior (2^o

horizonte bauxítico) (Fig. 42). Está relacionado con la emersión generalizada de muchas áreas de la plataforma calcárea centro-mediterránea a finales del Cenomaniense.

La sucesión cretácica viene fosilizada finalmente por calcarenitas con bivalvos pectínidos del Mioceno inferior.



Fig. 41. Segundo nivel de emersión (2° datum plane) con bolsas de bauxita al techo de las calizas del Albiense-Cenomaniense inferior. Monte Orsello, explotación de bauxita, Montes de Ocre.



Fig. 42. Tercer nivel de emersión (3^{er} datum plane) al techo del Cenomaniense, caracterizado por brechas de cantos negros y matriz arcillosa verduzca. Monte Orsello, explotación de bauxita, Montes de Ocre.

Forchetta Moretti

Coordenadas: 42°16'37"N 13°19'57.16"E, 1335 m s.n.m.

Aproximadamente cuatro Km al sureste del área de peaje de la autopista de Torninparte (Hoja 145 Avezzano, sector IV NE) (Fig. 43a) afloran calizas bioclásticas bien estratificadas con textura grano-soportada, a veces con laminación cruzada, con clastos centimétricos redondeados (Fig. 44A).

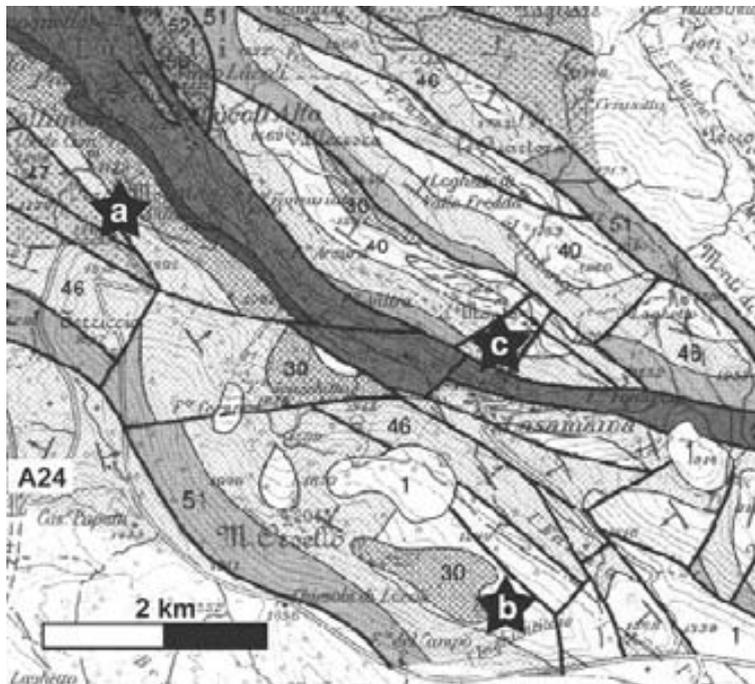


Fig. 43. Localidades estudiadas en los Montes de Ocre. a) Forchetta Moretti; b) Monte Orsello; c) Monte Rotondo

Los bioclastos proceden en gran parte de la fragmentación de gruesas conchas de caprotínidos de forma cónica como *Himeraelites* sp. (Fig. 44B-C), parecido a los ejemplares reconocidos como *Himeraelites meghistoconcus* Parona (Parona 1898, 1908) en la vertiente septentrional de los Montes de Ocre (Fig. 44D). A menudo se presentan también conchas de forma espirogirada atravesada por los canales paleales típicos de los caprínidos como *Offneria italica* Masse (Fig. 44E), especie creada sobre ejemplares procedentes de la localidad Terra Nera en la vertiente oriental de los Montes de Ocre (Masse 1992). Originalmente, la concha de estos rudistas era predominantemente aragonítica y fue posteriormente disuelta, en el curso de su historia diagenética, generando una porosidad secundaria cuyos poros fueron rellenados, en parte o totalmente, por calcita espática. La biofacies viene caracterizada por *Offneria italica*, nerineidos y otros gasterópodos (también de conchas aragoníticas), poríferos? y corales y es típica de la llamada “Facies Urgoniense” del Barremiense superior-Aptiense basal. La sucesión calcárea se interrumpe con niveles de arcilla verduzca de probable origen residual (1^{er} datum

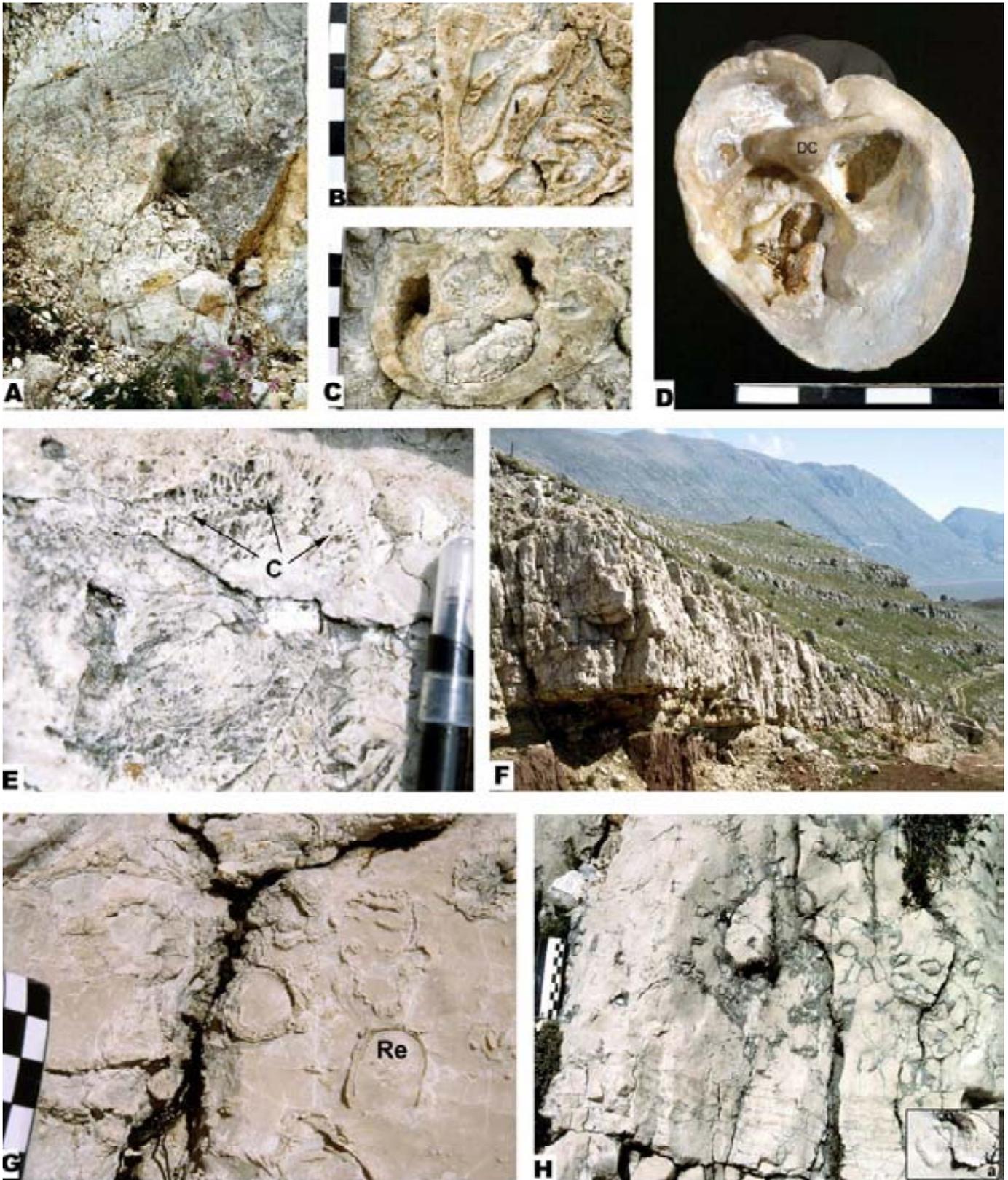
plane). La biofacies indica ambiente de alta energía en contexto de margen de plataforma.

Monte Orsello

Coordenadas: 42°14'02.7"N 13°23'43.2"E, 1586 m s.n.m.

En la vertiente meridional del Monte Orsello (Hoja 145 Avezzano, sector IV NE) (Fig. 43b), cerca de la explotación abandonada de bauxita de Coppa Agabito, aflora una sucesión calcárea que comprende términos depositados del Albiense al Coniaciense, con dos episodios de emersión principales: uno caracterizado por bauxita (*2° datum plane*) en unconformidad sobre las calizas albienses y otro al techo de las calizas del Cenomaniense (*3^{er} datum plane*) (Fig. 44F). Encima aparece una sucesión calcárea de carácter transgresivo, sobre calizas laminadas y estromatolíticas, caracterizada por niveles esporádicos de rudistas en facies de plataforma interna del Turoniense superior (Chiocchini et al. 1994) constituídas por calizas bien estratificadas, brechosas a la base, con asociaciones oligotípicas de radiolítidos y esporádicos requiénidos (Fig. 44G), con pequeños clusters de *Biradiolites angulosus* d'Orbigny y pequeños *Hippurites* cf. *resectus* Defrance (Fig. 44H). Estos depósitos son cortados en paraconformidad por calizas biodetríticas con pectínidos del Mioceno inferior.

Fig. 44. Biofacies con rudistas en los Montes de Ocre. A. Calizas bioclásticas con cantos redondeados y laminación cruzada que indican condiciones de alta energía en contexto de margen de plataforma. Forchetta Moretti. B. Sección radial de la valva derecha cónica de *Himeraelites* en calizas bioclásticas. Forchetta Moretti. C. Sección transversal suboval de la valva derecha de *Himeraelites* en calizas bioclásticas. Forchetta Moretti. D. Vista superior de la valva derecha, originariamente aragonítica, de *Himeraelites meghistoconchus* Parona. El diente central (DC) está bien desarrollado. Colección Parona, Università di Torino, probablemente de la localidad Le Quartora. E. Sección transversal oblicua de la valva izquierda, atravesada de canales (C) y originalmente aragonítica, de *Offneria italica* Masse. Forchetta Moretti. F. Panorámica de la vertiente meridional del Monte Orsello, el nivel bauxítico (*2° datum plane*) es visible en la parte inferior izquierda. G. Calizas de textura fango-soportada con radiolítidos y requiénidos con la capa calcítica de la concha delgada (Re). Monte Orsello. H. Calizas con textura fango-soportada, laminadas en la parte inferior, con *bouquets* de *Biradiolites angulosus* d'Orbigny. Detalle de un pequeño *Hippurites* cf. *resectus* Defrance en el recuadro (a). Monte Orsello.

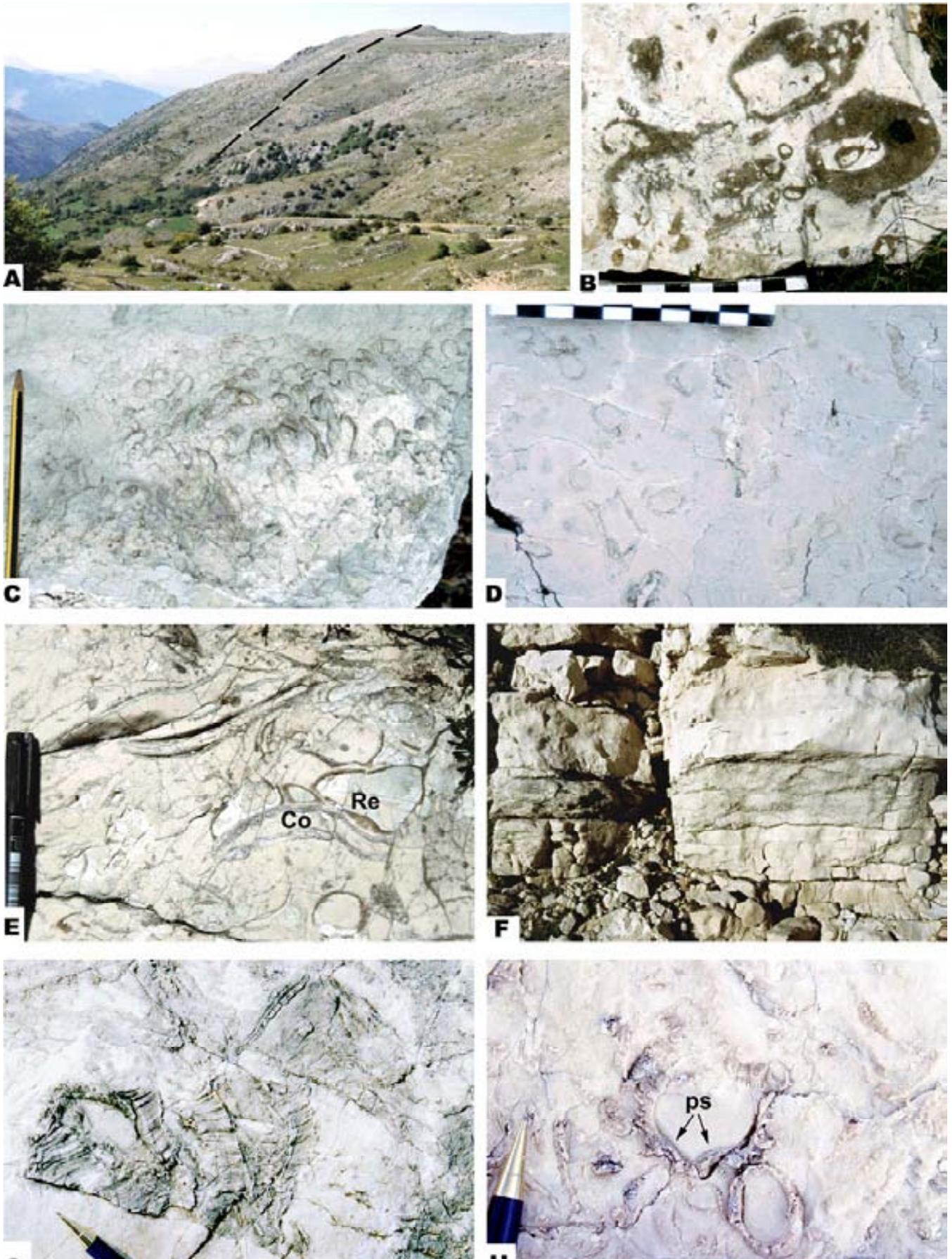


Monte Rotondo

Coordinadas: 42°16'03.23"N 13°23'51.77"E m 1608 l.m.

A lo largo de la trinchera del acueducto que del pueblo de Casamaina se dirige hacia la localidad de Quartora-Monte Rotondo (Hoja 145 Avezzano, sector IV NE, Fig. 43c) aflora la sucesión más completa estudiada en los Montes de Ocre (Fig. 45A). La parte inferior, se caracteriza por calizas de textura prevalentemente fango-soportada con estructuras de desecación y con frecuentes niveles de gasterópodos nerineidos, a menudo en niveles de acúmulo mecánico, hasta con cementos vadosos. Pasan sucesivamente a calizas bioclásticas, con fragmentos centimétricos a decimétricos de conchas del caprínido *Offneria* cf. *italica* Masse (Fig. 45B) substituídos por calcita espática, de la Facies Urgoniense. Una brecha con litoclastos calcáreos en una matriz verde corresponde al 1^{er} datum plane y cierra un primer ciclo sedimentario de la sucesión. Hasta el 2^o datum plane, predominan calizas parcialmente dolomitizadas con algunos niveles caracterizados por bouquets y pequeños clusters de *Agriopleura* sp. (Fig. 45C) y, sucesivamente, calizas de textura fango-soportada con *Eoradiolites* cf. *plicatus* (Conrad) (Fig. 45D) y requiénidos. Por encima de los niveles de bauxita del 2^o datum plane afloran transgresivamente calizas de textura fango-soportada con gasterópodos potámidos (*Terebralia* sp.) (Fig. 46) y acteónidos (*Actaeonella* sp.) que pasan a calizas marinas biodetríticas con ooides, donde se intercalan niveles fango-soportados con *Sauvagesia sharpei* (Bayle), requiénidos, *Chondrodonta* sp. y nerineidos (Fig. 45E). La brecha de emersión con clastos negros que interrumpe la secuencia constituye el 3^{er} datum plane.

Fig. 45. Biofacies con rudistas en Monte Rotondo. A. Sucesión calcárea estudiada cerca del acueducto de Casamaina (línea discontinua). B. Nivel bioclástico de la Facies Urgoniense con dos valvas de *O. italica* Masse cortadas en sección trasversal oblicua. C. Cluster mono-específico de *Agriopleura* de concha alargada. D. Calizas de textura fango-soportada con conchas calcíticas de estructura celular de *Eoradiolites* cf. *plicatus*. E. Calizas de textura fango-soportada con *Apricardia* (Re) incrustando conchas alargadas de *Chondrodonta* (Co). F. Niveles finamente bioclásticos con fragmentos de radiolítidos, intercalados en calizas de textura fango-soportada. G. Bouquet de tres individuos de *Sauvagesia tenuicostata* Polsak completos con las dos valvas visto en sección oblicua. H. Sección trasversal de la valva derecha de *Lapeirousella samnitica* con los dos pseudopilares (ps) bien evidentes.



La parte terminal de la sucesión, hasta las cercanías de la construcción de toma de aguas, es condensada y caracterizada por calizas laminadas de textura fangosoportada en su parte inferior y por calizas masivas de textura grano-soportada en la más superior. En la primera se presentan niveles finamente bioclásticos y biointraclásticos (Fig. 45F) con asociaciones de radiolítidos constituidas por individuos aislados o pequeños bouquets de *Distefanella bassanii* Parona, *Biradiolites angulosus* d'Orbigny, *Radiolites* sp, *Sauvagesia tenuicostata* Polsak (Fig. 45G), *Lapeirousella samnitica* (Parona) (Fig. 45H) y en la segunda ejemplares enteros o fragmentos de rudistas (*Vaccinites* cf. *vesiculosus* (Woodward)) y corales.

MONTES SIMBRUINI

La dorsal de los Montes Simbruini está situada en el sector occidental de la plataforma calcárea Laziale-Abruzzese auctorum (Fig. 39B, 47), donde afloran carbonatos depositados en condiciones de plataforma interna, sujeta a variaciones eustáticas episódicas durante el Cretácico superior, con un espesor de aproximadamente 400 m. Al techo, sobre los sedimentos cretácicos, se sitúan las calizas miocénicas en contacto paraconcordante. Se han estudiado dos successiones para ilustrar las relaciones entre la comunidades de rudistas y el substrato y para contrastar los datos bioestratigráficos de los rudistas con los de las asociaciones de microfósiles (Cestari et al. 1990).



Fig. 46. Gasterópodo potámido aislado, 10 cm sobre el 2° *datum plane*. Base 2 cm.

Trevi Nel Lazio

Coordenadas: 41°51'46.31"N 13°12'16.18"E, 706 m s.n.m.

La serie estratigráfica de Trevi nel Lazio se ha levantado aproximadamente 1 km al oeste del pueblo (Hoja 151 Subiaco, sector I SW) (Fig. 46a). La secuencia estudiada, cerca de 150 metros de potencia, sobreyace las calizas con *Cisalveolina fraasi* (Gumbel) del Cenomaniense superior y está caracterizada por calizas fango-soportadas bien estratificadas y laminadas, con niveles fosilíferos mono- y oligotípicos compuestos casi exclusivamente por bouquets y clusters de radiolítidos (Fig. 48).

La parte inferior se compone de una alternancia de mudstones y wackestones laminados y afectados por estructuras de desecación, con ostrácodos, pequeños miliólidos y thamatoporellas, con finos niveles detríticos compuestos por fragmentos de radiolítidos (Fig. 49).

Hacia el techo, se encuentran algunos niveles fosilíferos con radiolítidos (*Biradiolites angulosus* D'Orbigny, *Radiolites trigeri* (Coquand), *Durania arnaudi* (Choffat) y pequeños hippurítidos (*Hippurites cf. resectus* DeFrance).

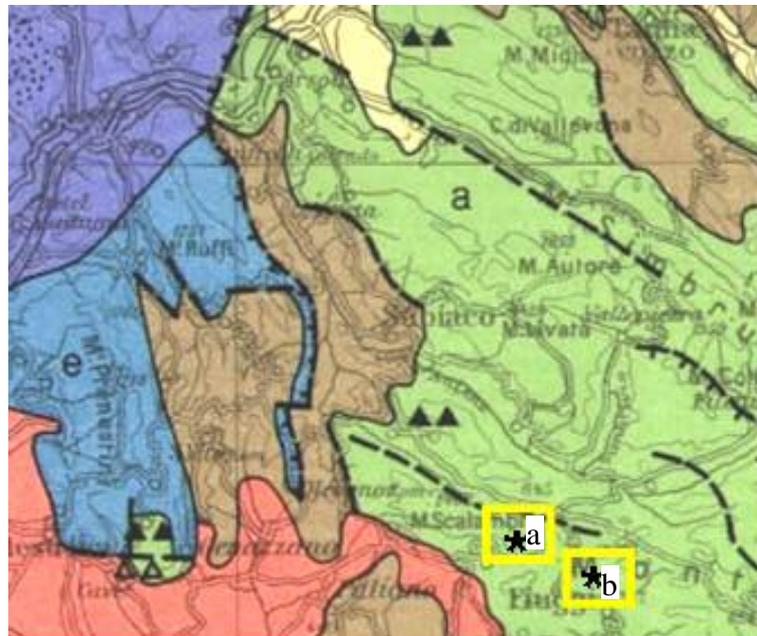


Fig. 47. Montes Simbruini, localidades estudiadas. a) Trevi; b) Fiuggi.

La parte intermedia de la sucesión está caracterizada por mudstones, wackestones y floatstones con niveles de 30-40 cm. de potencia y buena continuidad

lateral de radiolítidos: *Radiolites dario* (Catullo), *Bournonia* sp., *B. excavata* (d'Orbigny), *Biradiolites fissicostatus* d'Orbigny (en la parte alta), *Sauvagesia tenuicostata* Polsak, *Radiolites* sp., *Durania* cf. *cornupastoris* (Des Moulins) (Fig. 50).

Pueden presentarse también escasos niveles de *bindstones* estromatolíticos. La microfacies está caracterizada por mudstones y wackestones con *Accordiella conica* Farinacci, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Dicyclina* sp., *Moncharmontia apenninica* De Castro, *Pseudorhapydionina mediterranea* (De Castro), *Stensioina surrentina* Torre, *Sgrossoella parthenopeia* De Castro, *Nummoloculina robusta* Torre, *Pseudocyclammina sphaeroidea* Gendrot, *Aeolisaccus kotori* Radoicic, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), miliólidos, ostrácodos, nubeculáridos y valvulínidos. En un área vecina, cerca del manantial Suria, se encuentra *Keramosphaerina tergestina* (Stache) justo debajo de un nivel con *Biradiolites fissicostatus* d'Orbigny.

En la parte más alta de la serie se encuentran wackestones con ejemplares aislados de *Pseudopolyconites* sp. y abundantes tubuli del mismo organismo. La sucesión cretácica se cierra con el depósito de una brecha calcárea sobre la que yacen los términos calcáreos transgresivos cenozoicos. La presencia de *Cisalveolina fraasi* (Gumbel) en la base y de *Pseudopolyconites* sp. en la parte superior permiten datar la sucesión entre el Cenomaniense superior y el Campaniense inferior.

La evolución Paleoambiental es atribuible a condiciones de laguna protegida y de llanura mareal, con episodios de restricción con mudstones pelletíferos con miliólidos, ostrácodos y asociaciones mono- y oligoespecíficas de radiolítidos que pasan a facies de plataforma interna a abierta con clusters de radiolítidos, que se mantienen inalteradas hasta el Campaniense inferior cuando el ambiente deposicional evoluciona nuevamente hacia facies más internas, caracterizadas por la presencia de *Pseudopolyconites* sp. aislados.

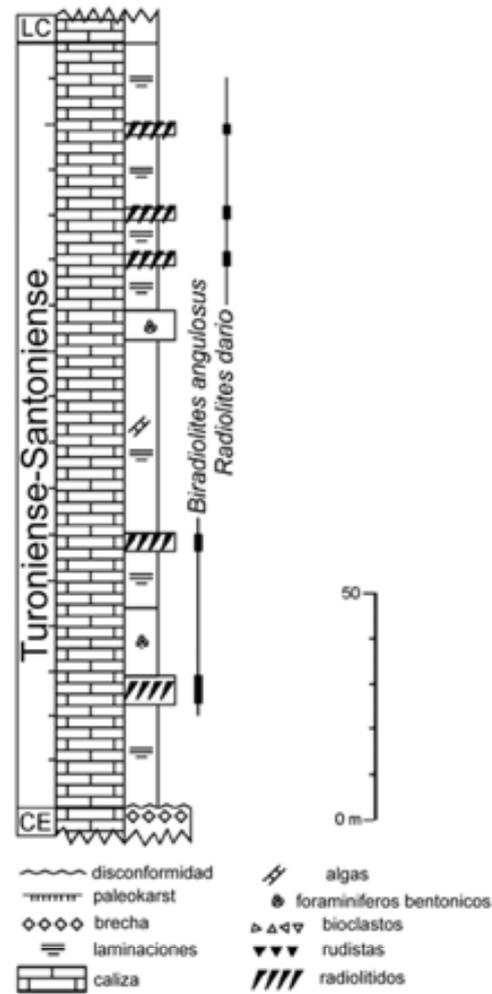


Fig. 48. Columna estratigráfica esquemática de la sucesión de Trevi nel Lazio (Montes Simbruini). Modificado de Cestari y Pons (2007).



Fig. 49. Calizas fangosoportadas con pequeños *bouquets* de radiolítidos, laminadas al techo. Fiuggi.



Fig. 50. Nivel bioconstruido con *Radiolites dario* alargados en Trevi.

Fiuggi

Coordenadas: 41°48'36.96"N 13°12'29.27"E, 712 m s.n.m.

La sucesión estudiada mide cerca de 80 m. de potencia y se encuentra unos 4 Km. al este del pueblo de Fiuggi (Hoja 151 Subiaco, sector II NW Fiuggi). (Fig. 47b). La sucesión está caracterizada por calizas fango-soportadas bien estratificadas con niveles decimétricos de radiolítidos, enteros o fragmentados, y con frecuentes intercalaciones de calizas grano-soportadas, en la parte intermedia (Fig. 51).

La parte inferior está constituida por mudstones y wackestones laminados, a veces dolomitizados, con niveles oligo- y monoespecíficos de radiolítidos, como *Bournonia excavata* (d'Orbigny), *Radiolites dario* (Catullo) y *Sauvagesia tenuicostata* y con una microfacies caracterizada por *Accordiella conica* Farinacci, *Pseudocyclamina sphaeroidea* Gendrot, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Moncharmontia apenninica* De Castro, *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Murgella lata* (Luperto Sinni), *Dicyclina* sp., *Stensioina surrentina* Torre, *Aeolisaccus kotori* Radoicic, *Sgrossoella parthenopeia* De Castro, miliólidos, valvulínidos, nubeculáridos, textuláridos, ostrácodos y algas calcáreas como *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri). La parte intermedia de la sucesión está caracterizada por packstones y rudstones con niveles fosilíferos de radiolítidos: *Bournonia excavata* (d'Orbigny),

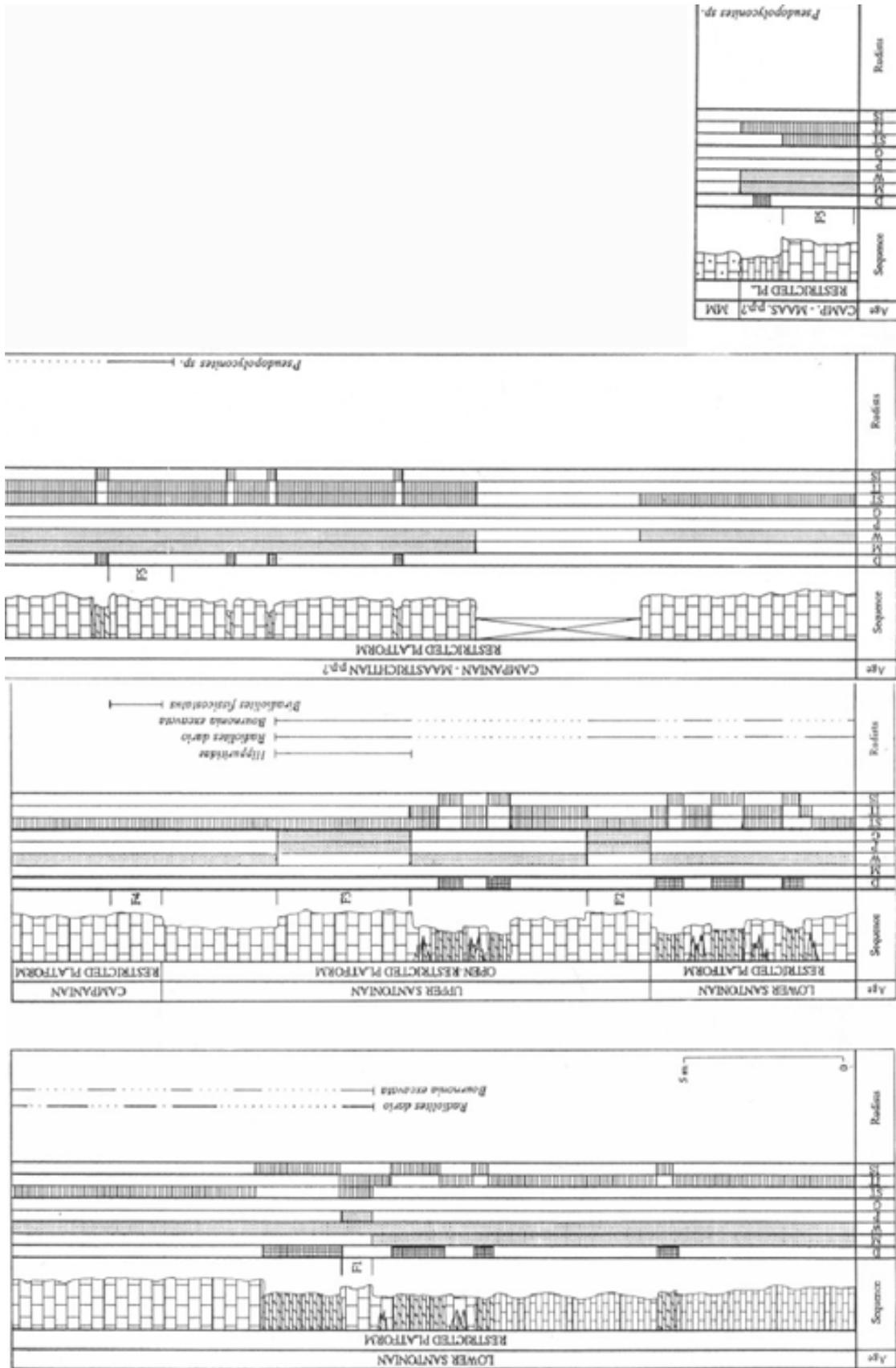


Fig. 51. Sección estratigráfica de Fiuggi. Tomado de Cestari et al. (1992).

Sauvagesia tenuicostata Polsak, *Radiolites dario* (Catullo) y raros hippuritidos: individuos aislados de *Vaccinites* sp.; asociados a fragmentos de corales, equínidos y gasterópodos. La microfacies está caracterizada por calizas de fango-soportadas a grano-soportadas con foraminíferos bentónicos: *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Pseudorhapydionina mediterranea* (De Castro), *Accordiella conica* Farinacci, *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Dicyclina* sp., *Moncharmontia apenninica* De Castro, *Nummofallotia apula* Luperto Sinni, *Pseudocyclammia sphaeroidea* Gendrot, *Stensioina surrentina* Torre, *Aeolisaccus kotori* Radoicic, *Nummoloculina robusta* Torre, miliólidos (*Triloculina* y *Quinqueloculina*), textuláridos; nubeculáridos, ostrácodos y algas calcáreas: *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) y *Sgrossoella parthenopeia* De Castro.

Al techo de este intervalo se encuentran algunos niveles con *Biradiolites fissicostatus* d'Orbigny asociado a *Dicyclina schlumbergeri* de grandes dimensiones (hasta a 4 cm.) que constituyen un biohorizonte característico atribuible al Campaniense basal (Sirna y Cestari 1989).

La parte superior de la sucesión está caracterizada por calizas fango-soportadas con raros niveles de radiolítidos, como *Pseudopolyconites* y requiénidos (*Apricardia*) asociados a *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri), *Sgrossoella parthenopeia* De Castro, *Accordiella conica* Farinacci, *Rotorbinella scarsellai* Torre, *Pseudorhapydionina mediterranea* (De Castro), *Cuneolina pavonia parva* Henson, *Dicyclina* sp., *Stensioina surrentina* Torre, miliólidos, textuláridos y ostrácodos. Esta asociación indica el Campaniense. Al techo, las calcarenitas del Mioceno inferior yacen en paraconcordancia sobre una breve secuencia calcáreo-dolomítica con laminación estromatolítica de facies intermareal.

La serie estratigráfica de Fiuggi está caracterizada por un ambiente de laguna protegida en la que se alternan facies intermareales con facies submareales, donde se desarrollan asociaciones generalmente oligoespecíficas de rudistas. Un episodio de mayor apertura viene testimoniado por la presencia de fauna bien diversificada, con radiolítidos, raros hippurítidos, corales, equínidos y gasterópodos. Esta biolofacies viene atribuida a paleoambientes de plataforma abierta y puede considerarse que ocupa una posición intermedia entre la serie de Trevi y las facies próximas al margen del Monte Scalambra, situado más al oeste (Carbone y Sirna, 1982).

MONTES DEL MATESE

En el área de los Montes del Matese (Fig. 39C) se han estudiado las localidades donde se han señalado asociaciones de rudistas en calizas depositadas en contexto de margen de plataforma, San Polo Matese y Piano della Corte (Fig. 52). Desde principios del siglo pasado, estudios de carácter paleontológico y sedimentológico han remarcado la abundancia y la importancia de las asociaciones fósiles y sus relaciones con los sedimentos en esta área (Parona 1908). En particular, los rudistas colonizaron gran parte de los ambientes y subambientes de margen de plataforma durante el Cretácico superior (Mainelli 1983; Accordi y Carbone 1988; D'Argenio et al. 1987; Masse 1992; Carannante et al. 1993) y especialmente a partir del Cenomaniense, contribuyeron de modo decisivo a la construcción del cuerpo calcáreo (Accordi et al. 1990a; Carannante et al. 1993, 1999; Ruberti et al. 2007).

El área tiene además un especial significado paleogeográfico por estar localizada en una posición central de la Provincia Mediterránea del Tetis durante el Cretácico (Ziegler 1988; Dercourt et al. 2000; Philip et al. 2000; Philip 2003; Ziegler et al. 2003), por lo que la mayor parte de rudistas de margen de plataforma del Cretácico superior, típicos de esta provincia, pueden reconocerse aquí.

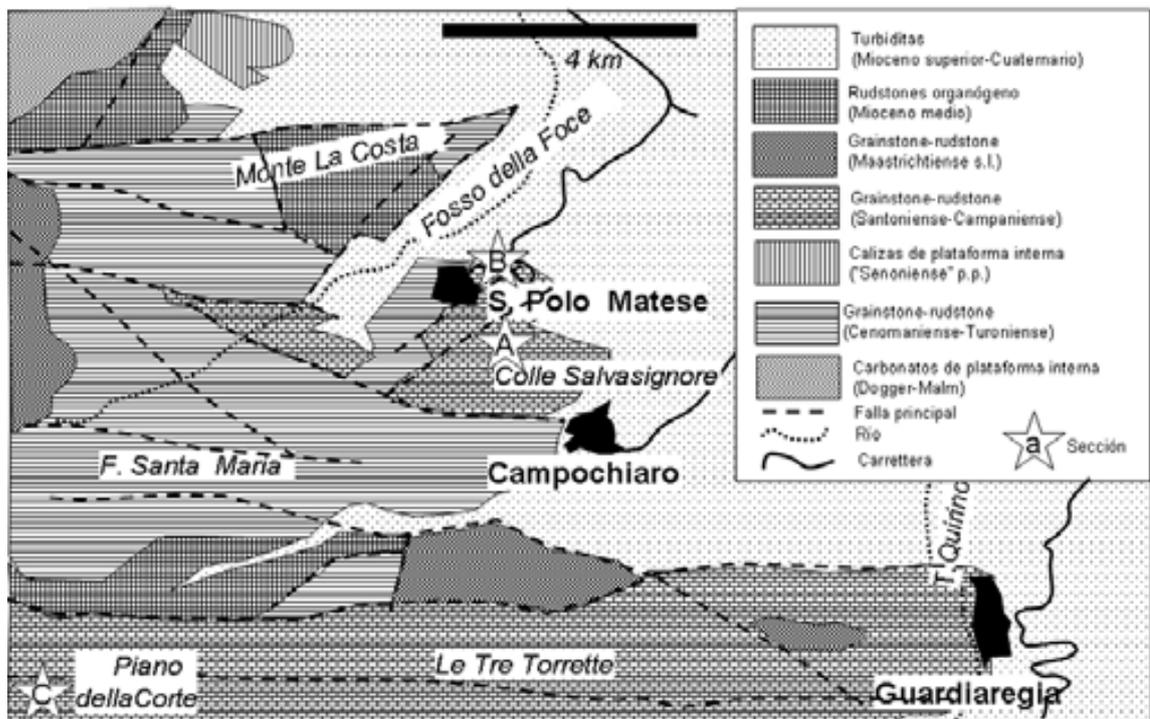


Fig. 52. Esquema geológico de los Montes del Matese. A. San Polo Matese; B. Colle Salvasignore; C. Piano della Corte.

San Polo Matese

Coordenadas: 41°27'37.12"N 14°29'47.76"E, 699 m s.n.m.

Cerca del pueblo de San Polo Matese (hoja 162 Campobasso, sector III NW) (Fig. 52A, B) se ha muestreado la sucesión calcárea post-cenomaniense ya estudiada por Accordi et al. (1990), Ruberti (1992) y Carannante et al. (1993) en la serie que aflora en Colle Salvasignore (Fig. 53). Recientemente, análisis bioestratigráficos de detalle en el área han permitido caracterizar mejor la sucesión del Turoniense medio-Campaniense p.p. y reconocer una secuencia deposicional y 4 litozonas distintas basadas en las asociaciones de lito y biofacies (Palermo et al. 2008) (Fig. 54).



Fig. 53. San Polo Matese visto desde el nordeste.

La parte inferior (primer tramo) yace de modo paraconcordante sobre las calizas bioclásticas con *Sauvagesia* y *Chondrodonta* del Cenomaniense medio-superior tramite unconformity marcada desde niveles o lentes arcillosas (2° nivel bauxítico Aucct.). En la parte basal hay un nivel métrico constituido por un cluster denso de *Biradiolites lombricalis* d'Orbigny (Fig. 55), esta se caracteriza por la presencia de al menos dos niveles fosilíferos dominados por la presencia de *Distefanella bassanii* (localidad tipo del género), con ejemplares alargados de hasta 35 cm. normalmente aislados o agregados en pequeños bouquets, incluidos en calizas packstones o grainstones finos (Fig. 56 A,D).

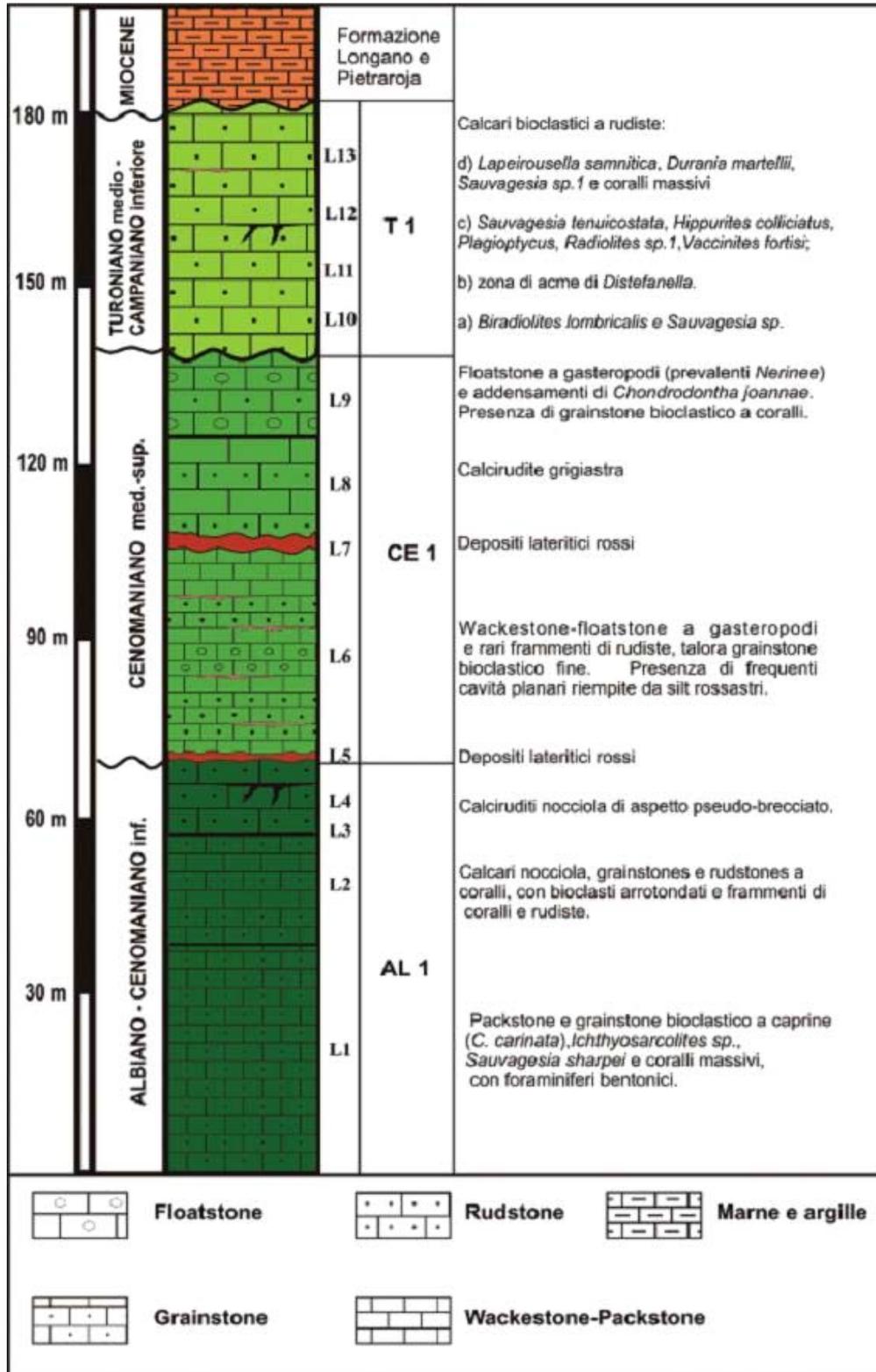


Fig. 54. Columna estratigráfica esquemática de la sucesión de Colle Salvasignore. Tomado de Palermo et al. (2008).

Se encuentran también otros rudistas, en los mismos niveles o en niveles separados, como individuos aislados o formando pequeños bouquets: *Sauvagesia tenuicostata* Polsak, *Lapeirousella samnitica* (Parona), *Vaccinites petrocoriensis*

(Douvillé). Pocos metros encima del último nivel con *Distefanella*, la sucesión pasa a ser predominantemente bioclástica (segundo tramo), empezando con un thicket de casi 5 m de *Hippurites colliciatus* Woodward y continuando con calizas grainstone y rudstone con abundante fauna de rudistas, como individuos aislados, bouquets o clusters, principalmente de *Biradiolites canaliculatus* d'Orbigny, *Sauvagesia tenuicostata* Polšak, *Plagioptychus paradoxus* (Matheron), *Durania* cf. *apula*, *Vaccinites gosaviensis* (Douvillé), *Vaccinites fortisi* (Catullo), *Lapeirousella samnitica*, *Biradiolites* sp., *Durania martelli*. Se encuentran también gasterópodos nerineidos y corales coloniales masivos.

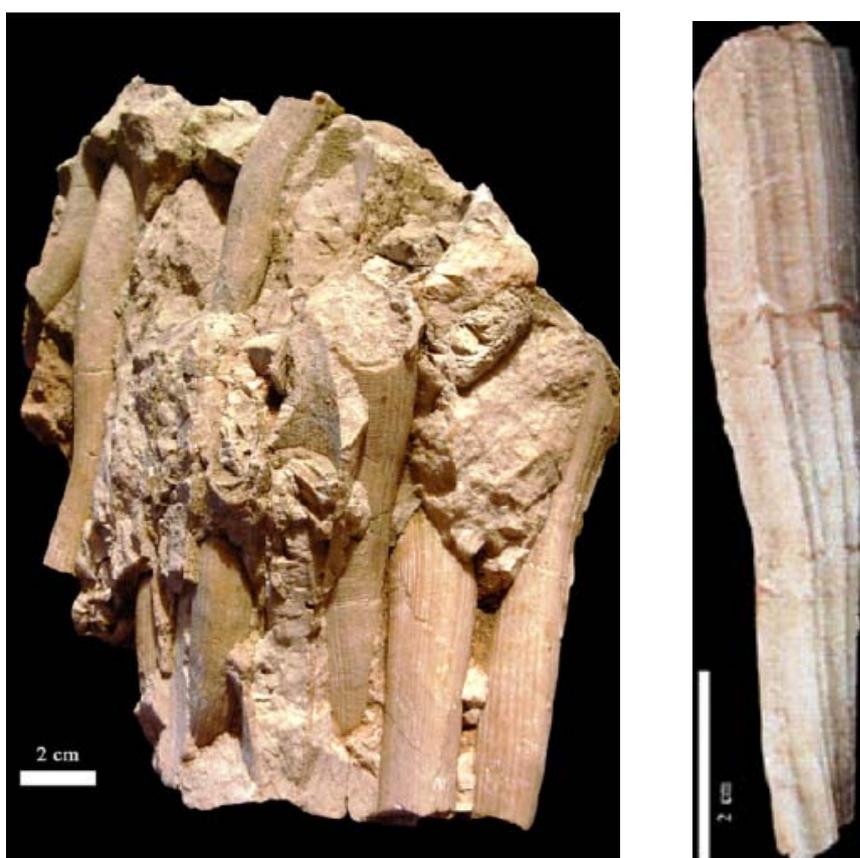


Fig. 55. *Biradiolites lombricalis*, San Polo Matese. (izquierda) cluster de varios individuos, (derecha) individuo aislado visto por la parte ventral.

El último nivel con *Distefanella* y el thicket de *Hippurites colliciatus* afloran también en el pueblo de San Polo Matese y en la carretera de acceso (Fig. 56B, C). De este afloramiento proceden los ejemplares usados por Parona (1901, 1911) para instituir varias especies de *Distefanella*, incluyendo la especie tipo del género: *Distefanella salmojrighii*, *D. bassanii*, *D. douvillei* y *D. guiscardii*, cuyos tipos conservados en el Centro Musei dell'Università di Napoli (colección Bassani) han sido

considerados para este estudio, y comprendidos en la especie *Distefanella bassanii* Parona. La microfacies de la sucesión estudiada se caracteriza por una asociación de organismos bentónicos no diagnóstica (Carannante et al., 1993) (Fig. 57A, B), el único *marker* significativo es el alga calcárea *Drimella drimi* del Turoniense superior (Ruberti y Radoicic 1992).

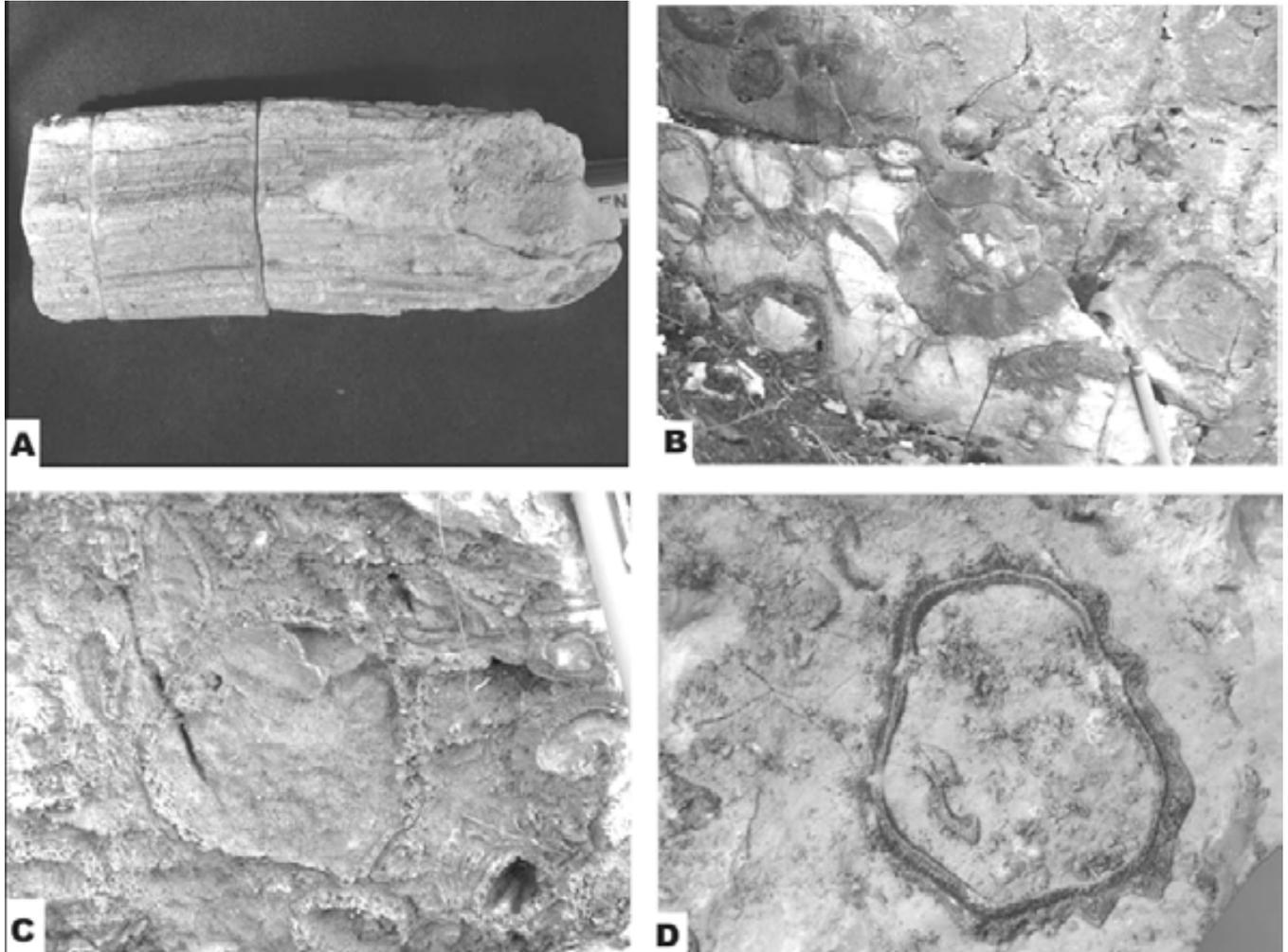


Fig. 56. Biofacies con rudistas en los Montes del Matese. A. Vista lateral ventral de la valva inferior de *Distefanella*. Sin número, Università “La Sapienza” di Roma. Colle Salvasignore. B. Cluster de *Distefanella* en posición de crecimiento junto con *Sauvagesia* y *Biradiolites*. Carretera de acceso al pueblo de San Polo Matese. C. Acúmulo de fragmentos bioerosionados de rudistas. Al centro la valva derecha de *Distefanella* cf. *douvillei* Parona. Base de Colle Salvasignore. D. Sección transversal de *Distefanella bassanii* (Parona) cortada lejos de la comisura. NS-106-91, Università “La Sapienza” di Roma. Colle Salvasignore.

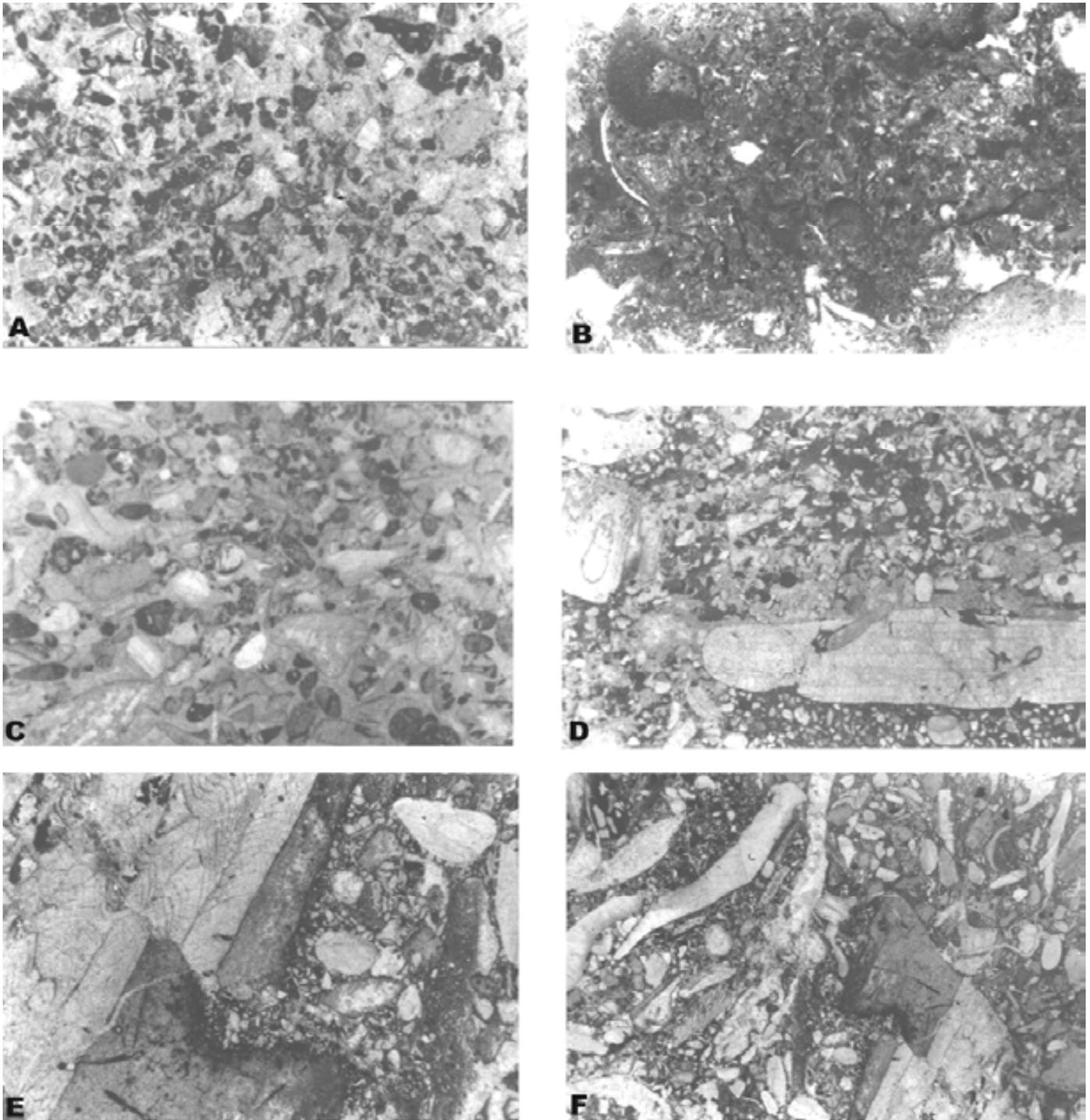


Fig. 57. Microbiofacies con rudistas en los Montes del Matese. A. *Packstone* biointraclástico con miliólidos y fragmentos de rudistas. Colle Salvasignore. X10. B. *Wackestone-Packstone* con fragmentos de radiolítidos. Base de Colle Salvasignore. X10. C. *Grainstone* bioclástico de fragmentos de rudistas. Piano della Corte. X15. D. *Bacinella/Lithocodium* incrustando un fragmento de rudista. Piano della Corte. X5. E. *Grainstone* bioclástico con gruesos fragmentos de *Vaccinites*. Piano della Corte. X10. F. *Grainstone* bioclástico con fragmentos de rudistas, también muy largos. Piano della Corte. X10.

Piano Della Corte

Coordenadas: 41°25'39.54"N 14°24'03.22"E, 1276 m s.n.m.

En Piano della Corte (Fig. 52C) se muestreó la sucesión descrita como 'sección B' en Accordi et al. (1990a, pág. 22-23, fig. 4). Está constituida por facies de margen a rampa de bajo ángulo. En la parte inferior son frecuentes las intercalaciones de tempestitas testimoniadas por la presencia de fragmentos de thickets de radiolítidos removidos y de cantos redondeados planos originalmente depositados en la línea de costa (Fig. 57, C-F). En la parte superior se encuentran dos niveles con asociaciones oligotípicas con *Distefanella* ('episodio 2 y 4' en Accordi et al. 1990a). En el episodio superior se registra la presencia de *Distefanella salmojraghii* junto a *Durania martellii*, alcanzando ámbas longitudes de 10 a 15 cm con tábulas espaciadas hasta 5 cm. El techo de la sucesión estudiada se caracteriza por la presencia de un nivel de cantos negruzcos.

MONTAÑA DE LA MAJELLA

En el sector centro-oriental de la Cordillera Apenínica emerge el anticlinal fuertemente asimétrico de la Montaña de la Majella (Fig. 39D). Presenta el flanco oriental subvertical mientras que el occidental está cortado por una profunda falla directa vergente al oeste (Falla de Caramanico) (Donzelli 1968) y se estructuró principalmente en el Plioceno medio-superior (Crescenti et al. 1969; Accordi et al. 1990b; Sanders 1996; Vecsei 1991; Vecsei et al. 1998). Su evolución sedimentaria en el Cretácico se caracteriza por la transición desde una plataforma limitada por escarpes a una rampa calcárea (Morsili et al. 2004).

El estudio se ha centrado en los cuerpos bioconstruidos con rudistas de la Formación Cima delle Murelle, del Cenomaniense superior al Campaniense inferior, donde se han señalado asociaciones densas con *Distefanella* a lo largo del margen de plataforma (Sanders 1996; Stössel 1999; Stössel y Bernouilli 2000).

Monte Focalone

Coordenadas: 42°07'07.04"N 14°06'56.12"E, 2303 m s.n.m.

A lo largo de la vertiente septentrional de Monte Focalone (Hoja 147 Lanciano, sector III NE) (Fig. 58) se ha examinado un afloramiento que presenta una rica

asociación con *Distefanella*, *Sauvagesia* y *Lapeirousella*, que puede ser considerada como la continuación hacia el oeste del nivel que aparece en dos secciones del Monte Acquaviva y que fué descrito por Stössel (1999) y Stössel y Bernoulli (2000) como constituido por asociaciones casi monotípicas con *Distefanella* y por Sanders (1996) como *meadow* o *thicket* de rudistas en posición de crecimiento, intercalado en grainstones bioclásticos. La geometría del nivel es tabular, de poco menos de 1 m. de potencia por aproximadamente 300 m. de extensión lateral en Monte Acquaviva. La matriz tiene textura *grainstone* y *packstone*. La forma cilíndrica, la concha delgada y el crecimiento rápido (Fig. 59A) contribuyeron a su difusión en ambientes con elevada tasa de sedimentación y substrato grano-soportado inestable. La acción de las corrientes pudo desestabilizar el substrato causando el enterramiento postmortem hasta en posición subhorizontal (Fig. 59B). Del mismo modo, la acción de las corrientes podría ser responsable de la remoción de parte del sedimento y del aumento aparente de la densidad de la población (Fig. 59C).



Fig. 58. Monte Focalone (Montaña de la Majella) visto del este.

Se encuentra también *Distefanella* en el litosoma tipo C (Stössel y Bernoulli, 2000) que presenta organización interna compleja y alta diversidad con *Radiolites*, *Praeradiolites*, *Distefanella*, *Plagiophychus*, *Hippurites*, *Vaccinites*, *Hippuritella*, entre otros (Fig. 59D). Se observa un aumento general de la talla de los ejemplares de *Distefanella* desde la parte interna a la parte externa de la plataforma (de aproximadamente 4 a casi 10 cm. de diámetro en la comisura) (Stössel 1999).

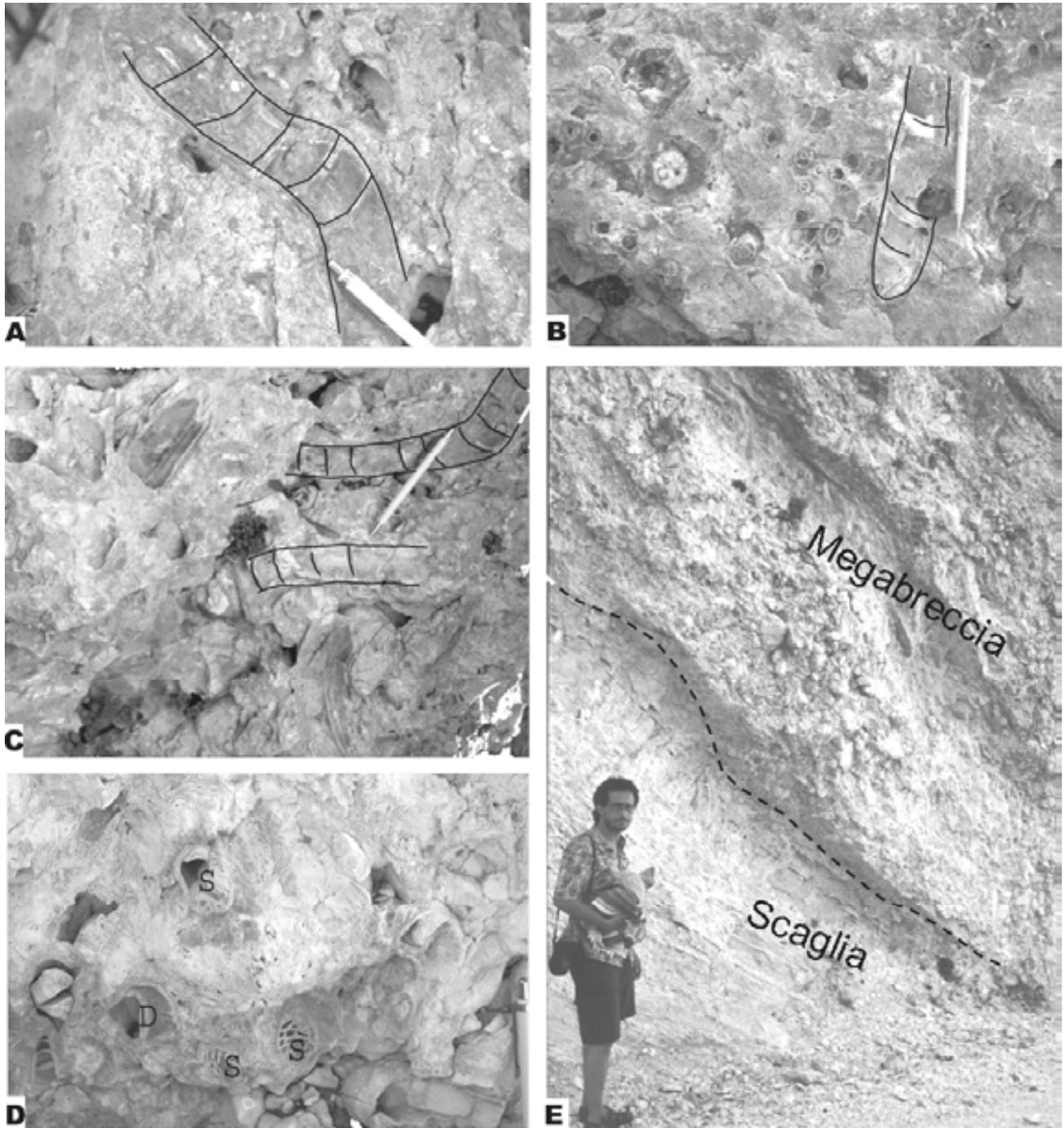


Fig. 59. Biofacies con rudistas en la Montaña de la Majella. A. Ejemplar de *Distefanella* muy largo con tábulas bien espaciadas. El crecimiento multi-geniculado indica fondos inestables. Monte Focalone. B. Vista superior de una *Distefanella* caída en posición subhorizontal, asociada a *bouquets* de *Sauvagesia* y *Lapeirousella* en posición de crecimiento. Monte Focalone. C. Asociación muy densa y monotípica de *Distefanella*, probablemente por la acción de la corriente. Bloque a la base del Monte Focalone. D. Bioconstrucción con *Distefanella* (D) y *Sauvagesia* (S). Monte Focalone. E. Megabrecha con bloques calcáreos con fragmentos de *Distefanella* en contacto erosivo sobre los depósitos pelágicos bien estratificados de la 'Scaglia'. Formación Tre Grotte, Campaniense. Camino de Pennapedimonte.

Pennapedimonte

Coordenadas: 42°09'14.52"N 14°10'55.12"E, 812 m s.n.m.

En el camino que desde el pueblo de Pennapedimonte conduce al Valle Tre Grotte se han observado asociaciones similares en bloques métricos dentro de megabrechas de la Formación Tre Grotte (Turoniense-Campaniense p.p.) (Fig. 59E). Esta formación se caracteriza por litobiofacies fango-soportadas con foraminíferos planctónicos y niveles y nódulos de sílice ('Scaglia') con intercalación de depósitos resedimentados grano-soportados y de brechas y megabrechas de espesor decamétrico de la transición talud a base de talud (Bernouilli et al. 2004; Morsili et al. 2004) (Fig. 60).

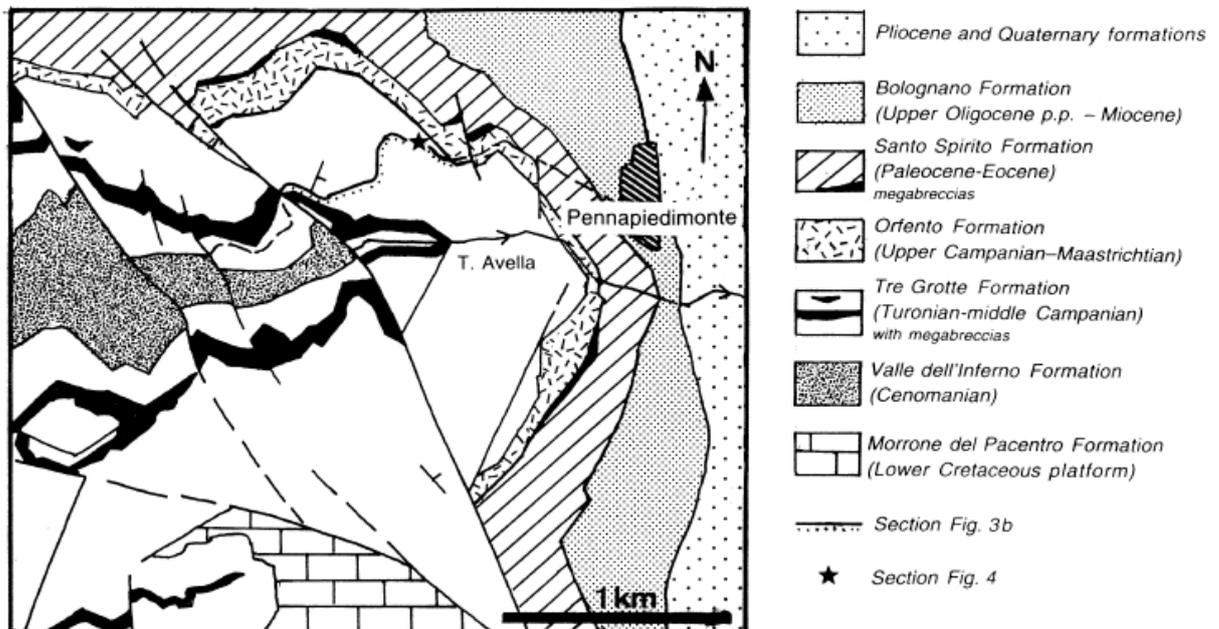


Fig. 2 Geological sketch map of Valle Tre Grotte (after Accarie 1988) and location of section

Fig. 60. Esquema geológico del área de Pennapedimonte. Tomado de Bernouilli et al. (2004).

En esta sección se han estudiado los componentes de una megabrecha monogénica de base erosiva incluida en depósitos de cuenca de la Scaglia, al techo de la Formación Tre Grotte (sección Valle Tre Grotte en Lampert et al. 1997) (Fig. 61). En los clastos calizos, de dimensiones decimétricas a métricas y textura predominantemente granosoportada, se han reconocido rudistas enteros y fragmentos atribuidos a *Plagioptychus* sp., *Vaccinites* sp., *Lapeirousella* sp., *Durania martelli*, y *Distefanella* sp.

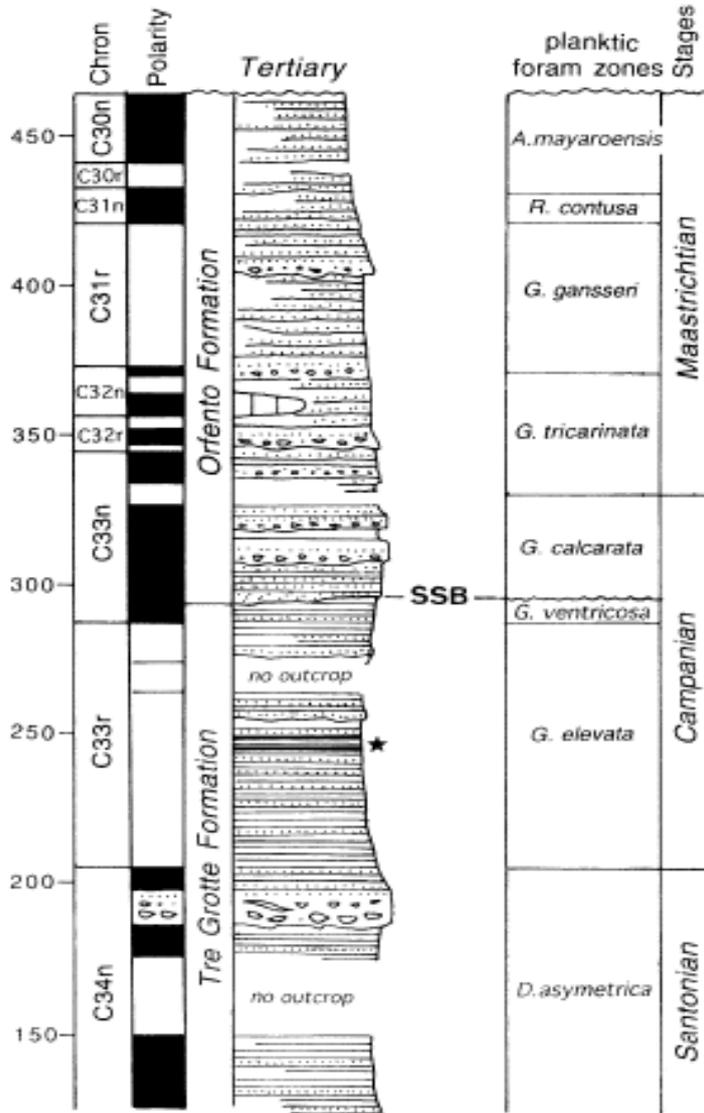


Fig. 61. Sección estratigráfica de Pennapedimonte. Tomado de Bernouilli et al. (2004, fig.3).

Unos 50 m más alto estratigráficamente se ha muestreado un pedazo de sección que incluye dos niveles de bentonitas (Bernouilli et al. 2004) que han indicado una edad Campaniense inferior, Biozona de *Globotruncanita elevata*, Zona de Nannofósiles CC18 de Sissing (1978), intervalo inverso del Cron 33 de la escala paleomagnética, y edad radiométrica de 81 ± 0.21 M.A. La tasa de sedimentación estimada entre los dos niveles de bentonitas es de $21 \text{ mm} \times 10^{-3}$ años, por lo que es razonable considerar el evento de resedimentación con bloques de calizas con rudistas como Santoniense terminal (aproximadamente 83.5 M.A.) como se indica en Lampert et al. (1997).

CILENTO

En el Cilento afloran calizas micríticas bien estratificadas que forman la dorsal calcárea Monte Vesole-La Raia del Pedale. Se han examinado tres series estratigráficas, ya descritas en Cestari y Pons (2004), de edad Turoniense Santoniense y atribuibles cada una a contextos sedimentarios distintos aunque todos en ambiente de plataforma interna (Fig. 62).

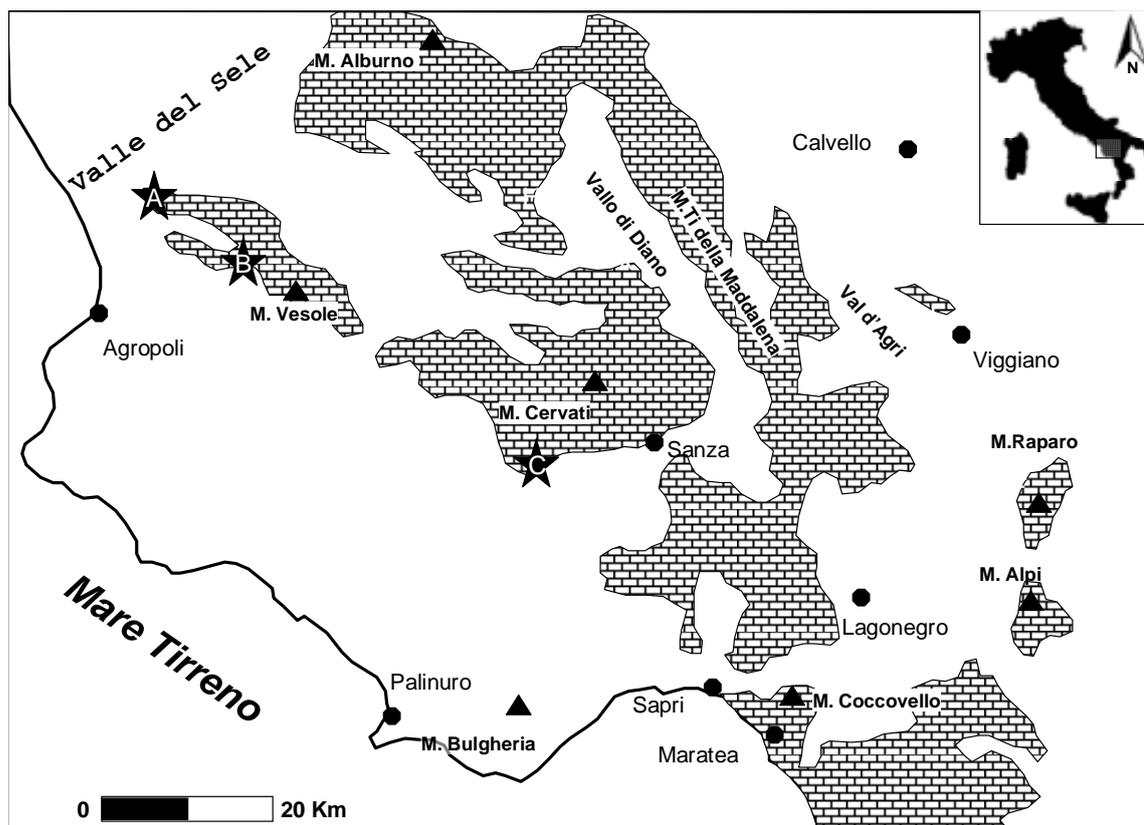


Fig. 62. Localización de las series estudiadas en Cilento, Apenino meridional. A = Capaccio Vecchio; B = Trentinara; C = Monte La Raia del Pedale.

Se han reconocido dos asociaciones características de radiolítidos (Fig. 63):

- Asociación CO: formada por comunidades de radiolítidos en ambiente de plataforma de interna a restringida del intervalo Turoniense superior-Coniaciense.
- Asociación SA: caracterizada por comunidades pauciespecificas de radiolítidos en ambiente de plataforma interna del intervalo Coniaciense superior-Santoniense.

CONIACIAN	SANTONIAN	
CO Sequence	SA Sequence	
<i>Accordiella conica</i> & <i>Rotorbinella scarsellai</i> biozone		F O R A M S
<i>Accordiella conica</i> <i>Dicyclina schlumbergeri</i> <i>Scandonea samnitica</i> <i>Moncharmontia apenninica</i>	<i>Keramosphaerina tergestina</i> <i>Accordiella conica</i> <i>Dicyclina schlumbergeri</i> <i>Scandonea mediterranea</i> <i>Moncharmontia apenninica</i>	
CO Assemblage	SA Assemblage	R U D I S T S
<i>Bournonia gardonica</i> <i>Biradiolites angulosus</i> <i>Biradiolites martelli</i> <i>Radiolites trigeri</i> <i>Durania arnaudi</i>	<i>Radiolites dario</i> <i>Sauvagesia tenuicostata</i> <i>Bournonia fascicularis</i>	

Fig. 63. Cuadro bioestratigráfico de las facies del Cilento. Tomado de Cestari y Pons (2004).

Estas asociaciones corresponden a dos secuencias deposicionales. La primera secuencia (Secuencia CO) está caracterizada por carbonatos de textura prevalentemente fango-soportadas con comunidades de radiolítidos mono- y oligotípicas en ambientes de plataforma, de lagunar a peri-mareal. La parte superior es predominantemente peri-mareal. La secuencia se atribuye al Turoniense superior-Coniaciense.

La segunda secuencia (Secuencia SA) está caracterizada por carbonatos de textura fango-soportada en facies lagunar, con radiolítidos organizados en clusters y thickets, asociados a episodios de mayor energía (tempestitas). Hacia el noroeste, se encuentran facies dolomíticas peri-mareales y supra-mareales (como en la sucesión de Capaccio Vecchio), mientras que estas facies no se encuentran hacia el sur, probablemente a causa de episodios paleotectónicos. La edad es Santoniense.

Estas dos secuencias están incluidas en la Zona de *Accordiella conica* y *Rotorbinella scarsellai* del Turoniense superior-Santoniense (Zona de foraminíferos bentónicos en Chiocchini et al., 1994). Las calizas de edad paleocena cortan en paraconformidad las sucesiones del Cretácico superior en toda el área.

Recientemente se ha efectuado un estudio detallado de los isótopos del carbono en muestras tomadas cerca de Monteforte Cilento para contrastar los datos

geoquímicos con los cronoestratigráficos en el intervalo Cenomaniense superior - Turoniense inferior (Parente et al. 2007).

Capaccio Vecchio

Coordenates: 40°26'31"N 15°03'17"E, 180 m s.n.m.

En las cercanías del antiguo pueblo (Hoja 198 Eboli, sector III NW) (Fig. 62A y Fig. 64), la sucesión calcárea post-Cenomaniense, de unos 350 m. de potencia, se caracteriza en la parte inferior por la presencia de rudistas concentrados en niveles de espesor decimétrico. Se trata principalmente de radiolítidos y subordinadamente de requiénidos que se presentan como individuos aislados o en pequeños bouquets, a menudo tumbados: *Radiolites trigeri* (Coquand), *Durania arnaudi* (Choffat), *Biradiolites martelli* (Parona), *Sauvagesia* sp.; *Bournononia gardonica* (Fig. 65) o pequeños clusters de *Biradiolites angulosus* d'Orbigny.

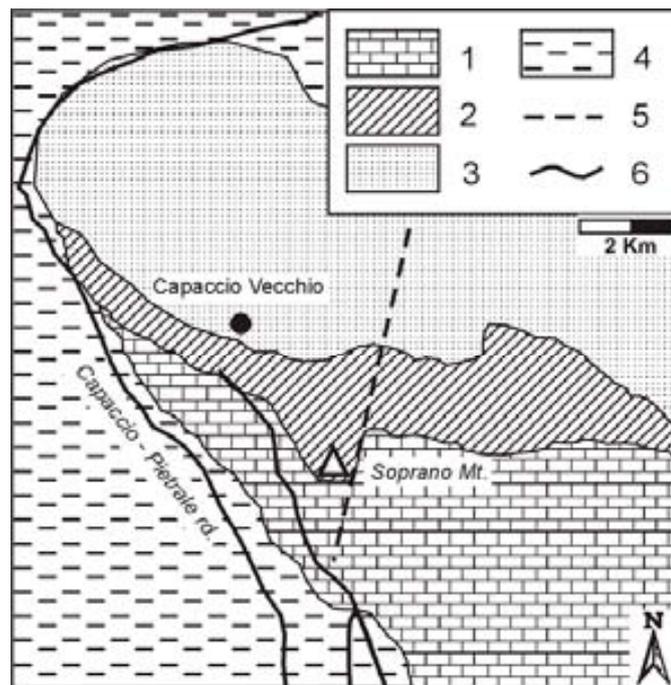


Fig. 64. Esquema geológico de la sección de Capaccio Vecchio. 1) Calizas del Cretácico superior; 2) Calizas del Paleógeno superior; 3) cobertura siliciclástica del Mioceno; 4) Sedimentos aluviales recientes; 5) fallas principales; 6) carreteras. Tomado de Cestari y Pons (2004).



Fig. 65. Calizas fango-soportadas con *Bournonia excavata* truncadas por un intervalo bien laminado. Asociación CO. Capaccio Vecchio.

La asociación es indicativa del Turoniense superior-Coniaciense (Asociación CO). En la parte superior predominan las facies laminadas y canalizadas en estratos de 20-30 cm de espesor, con niveles conteniendo pequeños bouquets de *Bournonia gardonica* Toucas in situ y raros *Apricardia*. Hacia el techo de la sucesión, predominan las calizas dolomíticas, indicando una tendencia regresiva general. Las calizas paleocenas de la Formación Trentinara cortan en paraconformidad los depósitos del Cretácico.

Trentinara

Coordenadas: 40°23'35"N 15°08'18"E, 445 m s.n.m.

La sucesión post-Cenomaniense, de casi 400 m de potencia, está bien expuesta entre los pueblos de Giungano y Trentinara y entre las localidades Madonna di Loreto y Cretella (Hoja 198 Eboli, sector III SE) (Fig. 62B y 65). En la sección reconstruida se distinguen dos asociaciones de radiolítidos en las calizas con rudistas (Fig. 67).

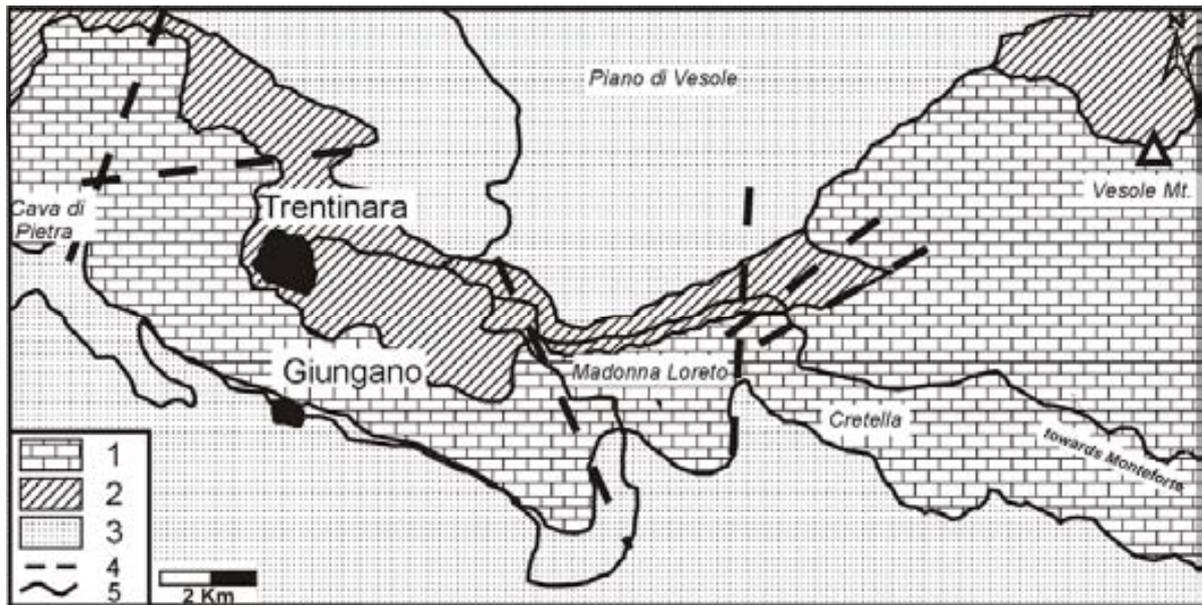


Fig. 66. Esquema geológico de la sección de Trentinara. Tomado de Cestari y Pons (2004).

La primera está compuesta por *Biradiolites angulosus* d'Orbigny, *Radiolites trigeri* (Coquand), *Durania arnaudi* (Choffat), *Biradiolites martelli* (Parona) y *Bournonia gardonica* (Toucas), de edad Turoniense superior–Coniaciense (Asociación CO). La segunda, en la parte superior de la sucesión, fue estudiada por Ruberti y Toscano (1999) y está compuesta por *Radiolites dario* (Catullo) (=“Gorjanovicia”) (Fig. 68), *Bournonia fascicularis* (Pirona) y *Sauvagesia tenuicostata* (Polšak), formando bioconstrucciones lenticulares, y por raros *Vaccinites* cf. *sulcatus* removidos en niveles bioclásticos de alta energía (tempestitas). La edad es Santoniense (Asociación SA).

Fig. 67. Columna estratigráfica sintética de la sucesión que aflora en Trentinara (Cestari y Pons, 2004). CEN = Cenomaniense; PC= Paleoceno superior; SP= facies con *Spirolina*. En la Secuencia CO: 1 = fango calcáreo pelletífero con foraminíferos, algas y ostrácodos; 2 = caliza fango-soportada con radiolítidos; 3 = *mudstones-wackestones* peritidales laminados. En la Secuencia SA: 1 = caliza fango-soportada peritidal con miliólidos; 2 = bioconstrucciones con radiolítidos y bioclastitas; 3 = niveles de tempestitas. Tomado de Cestari y Pons (2004).

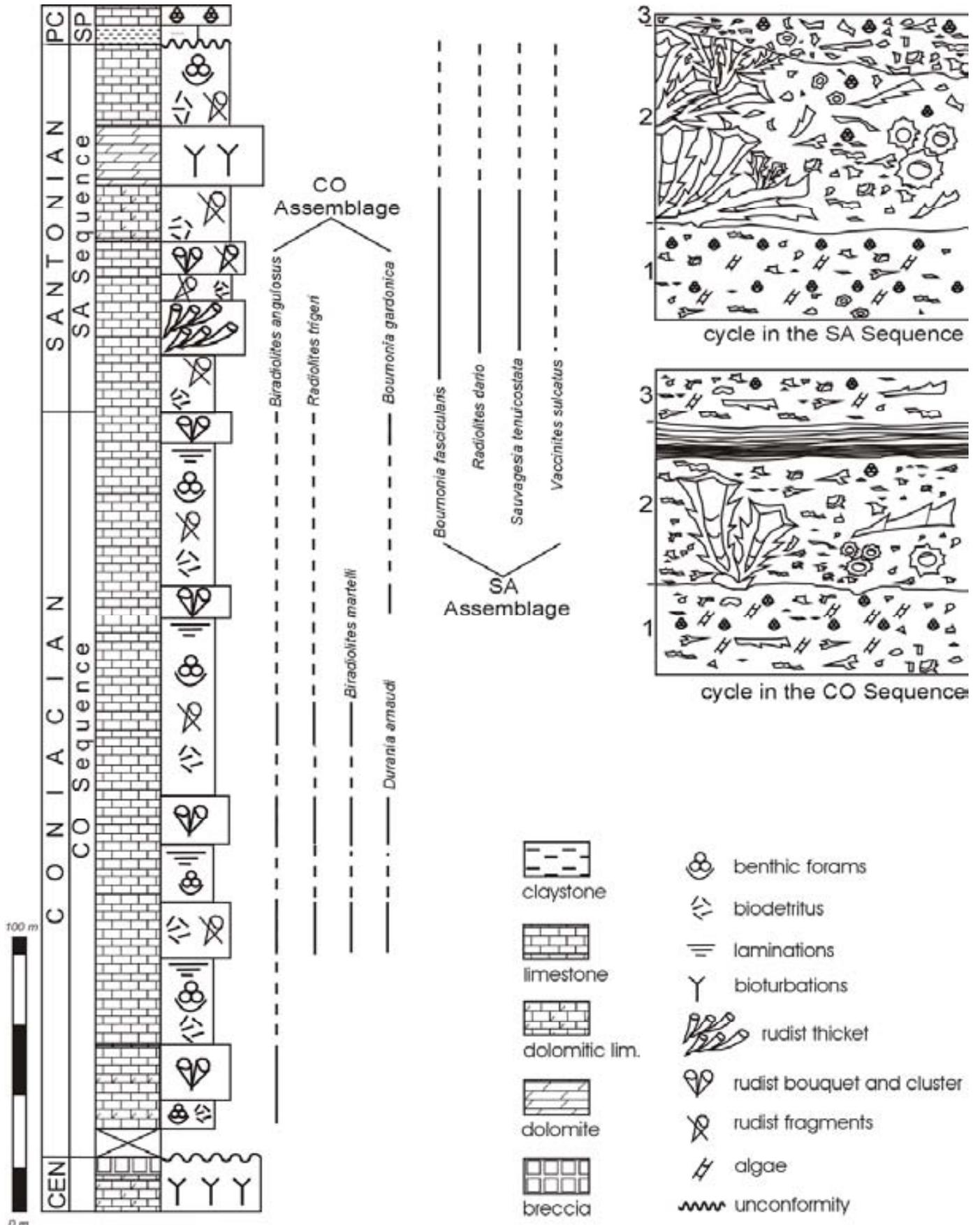




Fig. 68. Bioconstrucción de *Radiolites dario* compuesta por thickets de 3-4 generaciones de individuos en calizas fango-soportadas. Asociación SA. Trentinara.

Monte La Raia Del Pedale

Coordenadas: 40°13'50"N 15°26'33"E, 780 m s.n.m.

La Secuencia CO está bien expuesta entre el Km. 18 y el 20 de la carretera Rofrano-Sanza (Hoja 209 Vallo della Lucania, sector I NE y Hoja 210 Lauria, sector IV NW) (Fig. 63C y 69) donde, en calizas bien estratificadas con un espesor de 150 m., se presentan bouquets y clusters mono- y oligotípicos de *Biradiolites angulosus* d'Orbigny, *Biradiolites martelli* (Parona), *Radiolites trigeri* (Coquand), *Durania arnaudi*

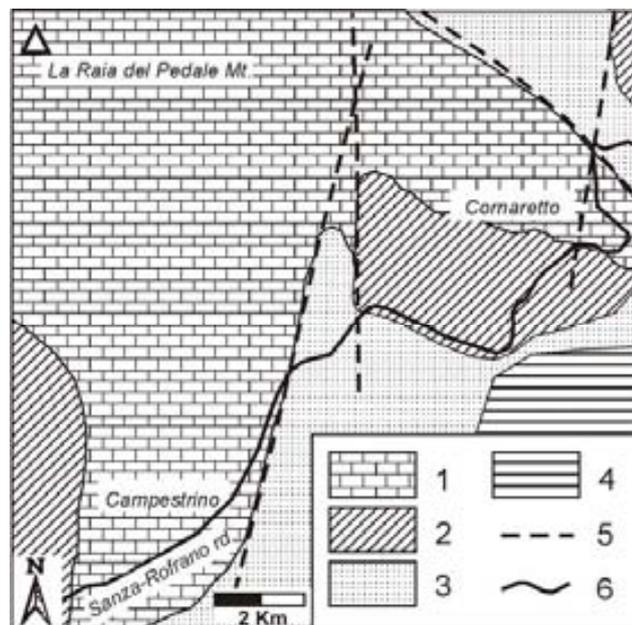


Fig. 69. Esquema geologico de la sección de La Raia del Pedale. Tomado de Cestari y Pons (2004).

(Choffat) y *Sauvagesia* sp. (Asociación CO, de edad Turoniense superior-Coniaciense) (Fig. 70). Al techo de la sucesión, justo bajo la inconformidad paleocena, se presentan pequeños bouquets de *Bournonia fascicularis* (Pirona) y fragmentos de *Radiolites* atribuibles a la Asociación SA.

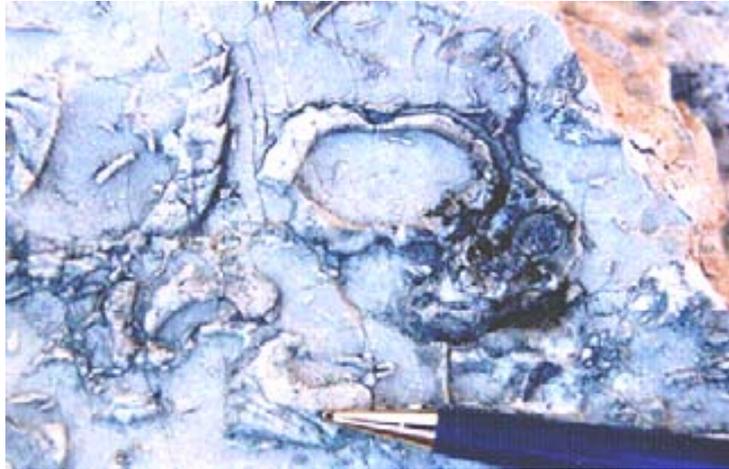


Fig. 70. *Radiolites trigeri* en calizas fango-soportadas. Asociación CO. La Raia del Pedale.

