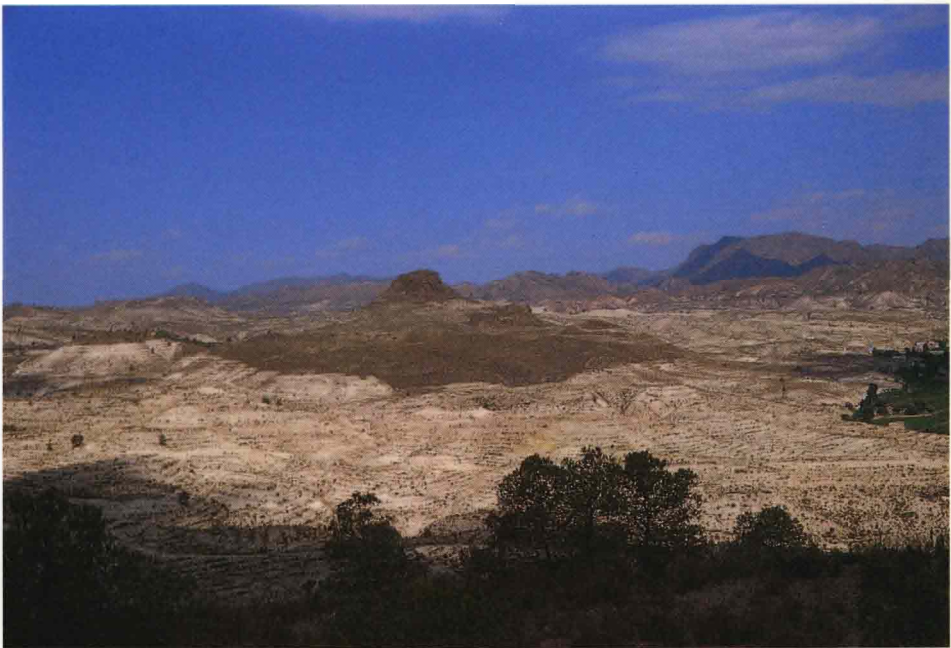


EMILIO ELIZAGA MUÑOZ

**ANÁLISIS DE
FACIES SEDIMENTARIAS
Y PETROLOGÍA DE LOS
DEPÓSITOS LACUSTRES DE
EDAD NEÓGENO SUPERIOR
DE LA ZONA PREBÉTICA,
ALBACETE, ESPAÑA**



INSTITUTO DE ESTUDIOS ALBACETENSES
DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN DE ALBACETE

EMILIO ELIZAGA MUÑOZ

**ANÁLISIS DE
FACIES SEDIMENTARIAS
Y PETROLOGÍA DE LOS
DEPÓSITOS LACUSTRES DE
EDAD NEÓGENO SUPERIOR
DE LA ZONA PREBÉTICA,
ALBACETE, ESPAÑA**



INSTITUTO DE ESTUDIOS ALBACETENSES
DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN DE ALBACETE

Serie I - Estudios - Núm. 74

Albacete 1994

Portada: Panorama general de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, donde destacan los materiales oscuros del vulcanismo del Cerro del Monagrillo, rodeados por los depósitos margo-calcareos lacustres miocenos.

INSTITUTO DE ESTUDIOS ALBACETENSES DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN DE ALBACETE,
ADSCRITO A LA CONFEDERACIÓN ESPAÑOLA DE CENTROS DE ESTUDIOS LOCALES. (CSIC)

D.L. AB-352/94
I.S.B.N. 84-87136-51-6

IMPRESO EN GRÁFICAS PANADERO
Ctra. Madrid, 74 • 02006 ALBACETE

PRESENTACIÓN

El trabajo de investigación contenido en este libro es un reflejo fidedigno de la personalidad de su autor, fallecido tras una corta pero penosa enfermedad en Septiembre de 1992. Dicho reflejo se extiende a lo que él pensaba que es la vida en sus múltiples facetas de la profesión, la atracción por la investigación, el placer y la amistad. Todo aquél que conoció a Emilio Elizaga es bien consciente de cuál era su extrema habilidad para conjurar y simultanear estas facetas y muchas otras.

Los primeros contactos del autor con la zona en que se desarrolla este trabajo se remontan a finales de los años setenta, tras haber realizado varios proyectos de cartografía geológica en puntos próximos de la provincia de Albacete. Me cabe la satisfacción de haber compartido con él aquellos momentos iniciales en que, acompañados también por Nieves López, comenzó a surgir su interés por las formaciones lacustres neógenas situadas al Sur y Este de Hellín. Es particularmente grato recordar cómo, junto al planteamiento de los trabajos a realizar, fue cimentándose una fuerte atracción por esta región. Soy testigo de la enorme capacidad de Emilio Elizaga para disfrutar todos y cada uno de los alicientes que el paisaje, los núcleos de población y la gente de la zona ofrecen. Es en este contexto humano y geográfico especialmente rico donde se llevó a cabo el trabajo que aquí se presenta.

A lo largo de varios años, muchas veces mediante visitas apresuradas y quitando tiempo al descanso, o es posible que encontrando éste en el trabajo libremente buscado, el autor fue esbozando todo un esquema sólido y científicamente razonado de las formaciones lacustres neógenas de la Zona Prebética en Albacete. Tanto en los trabajos parciales por él publicados como en esta memoria de síntesis, elaborada a partir de una reflexiva decisión tan propia de Emilio, se encuentra la investigación más seria y completa realizada hasta la fecha sobre estas formaciones geológicas.

Presentado de esta forma, el estudio llevado a cabo parecería limitado a una investigación de carácter regional, sólida pero restringida a ese nivel. Lejos de ello, aunque incluyéndola, el texto es rico en sugerencias y logros más universales. Así, el trabajo abarca también la formulación de modelos sedimentológicos de sistemas lacustres y aspectos relativos a la acumulación de depósitos de interés económico, testimoniando todo ello el afán de conocimiento que impulsaba al autor en cualquiera de sus actividades.

Me siento sumamente complacido de redactar esta Presentación, con la que rindo homenaje al más afectuoso de los amigos y al mejor de los compañeros. En su nombre y en el mío propio agradezco el esfuerzo de todos aquellos que han colaborado en la puesta a punto final del manuscrito para su publicación: a las diversas personas del Instituto Tecnológico GeoMinero de España, en particular a su Director en el tiempo en que finalizó la investigación, D. Emilio Llorente Gómez, y al Director de Geología y Geofísica, D. Antonio Quesada García, que, con su apoyo y facilidades en la puesta a disposición de la infraestructura necesaria, contribuyeron a la realización del trabajo; a los Drs. J. Águeda, V. Gabaldón, J. J. Gómez, D. Gómez, S. Ordóñez, M. Regueiro, J. Rosell y L. Vilas, quienes, en múltiples ocasiones, dejaron de lado sus propios trabajos para resolver los problemas planteados en éste; a P. Cabra, R. Spotorno, M. Díaz Molina, A. Lendínez, J. Palacios y P. Ruiz que, en todo momento, colaboraron con su amistad sincera y consejo apropiado. Los resultados sobre temas específicos, como paleontología de vertebrados, palinología, e identificación e interpretación de faunas de gasterópodos se deben a la aportación desinteresada de los Drs. N. López, J. Pais y F. Robles, respectivamente. Por su parte, el excelente trabajo de delineación es obra de J. M. Martín y J. Vallejo, mientras que la preparación del manuscrito y composición del texto es fruto del buen hacer de M. E. López, R. Martínez, A. Moya y P. Asensio. En cada uno de los arriba referidos se encuentra una porción del cariño que Emilio Elizaga recibió en vida y aún persiste. La publicación de esta monografía por parte del Instituto de Estudios Albacetenses es asimismo el merecido reconocimiento a un hombre que amó estas tierras, desvelando al tiempo sus características.

José Pedro Calvo Sorando

ÍNDICE

	<u>PÁGINA</u>
1. INTRODUCCIÓN	13
1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	16
1.1.1. <i>SITUACIÓN GEOGRÁFICA</i>	16
1.1.2. <i>SITUACIÓN GEOLÓGICA</i>	16
1.2. PROBLEMAS PLANTEADOS, OBJETIVOS Y METODOLOGÍA DE TRABAJO	19
1.2.1. <i>PROBLEMAS PLANTEADOS</i>	19
1.2.2. <i>OBJETIVOS</i>	20
1.2.3. <i>METODOLOGÍA DE TRABAJO</i>	20
1.3. LOS SISTEMAS LACUSTRES ACTUALES Y FÓSILES ...	24
1.4. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DE LA ZONA DE TRABAJO	30
1.4.1. <i>PRIMERA ETAPA (1852-1931)</i>	30
1.4.2. <i>SEGUNDA ETAPA (1931-1960)</i>	31
1.4.3. <i>TERCERA ETAPA (1960-1978)</i>	31
1.4.4. <i>CUARTA ETAPA (1978-ACTUALIDAD)</i>	32
1.5. TECTÓNICA	33
1.5.1. <i>SITUACIÓN REGIONAL</i>	33
1.5.2. <i>TECTÓNICA ASOCIADA A LAS CUENCAS</i>	36
1.6. POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS DEPÓSITOS LACUSTRES	37
1.6.1. <i>ESTRATIGRAFÍA GENERAL DEL ÁREA EN QUE ESTÁN SITUADAS LAS CUENCAS</i>	37
1.6.2. <i>LÍMITE INFERIOR. MATERIALES INFRAYACENTES</i>	41
1.6.3. <i>CRONOESTRATIGRAFÍA DE LA SUCESIÓN GENERAL</i>	46

2. ESTRATIGRAFÍA Y ANÁLISIS DE FACIES	49
2.1. SISTEMAS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA DEL EMBALSE DEL CENAJO	53
2.1.1. <i>COLUMNA «CENAJO», C1</i>	55
2.1.2. <i>COLUMNA «BARRANCO CEKESA», C2</i>	64
2.1.3. <i>COLUMNA «CASA DE LOS ARRAYANES», C3</i> ...	65
2.1.4. <i>COLUMNA «RAMBLA BLANCA», C4</i>	70
2.1.5. <i>COLUMNA «RAMBLA BLANCA NORTE», C5</i> ...	72
2.1.6. <i>COLUMNA «ESTE CASA DE LA MINA», C6</i>	75
2.1.7. <i>SÍNTESIS DE LA CUENCA DEL EMBALSE DEL CENAJO</i>	78
2.2. SISTEMAS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA «EMBALSE DE CAMARILLAS-LAS MINAS»	79
2.2.1. <i>COLUMNA «CASAS DEL TESORICO», CM1</i>	80
2.2.1. <i>COLUMNA «CASA MAESO», CM2</i>	89
2.2.3. <i>COLUMNA «LOMA DEL ESPINO», CM3</i>	94
2.2.4. <i>COLUMNA «RÍO MUNDO», CM4</i>	96
2.2.5. <i>COLUMNA «YESOS DE LA CARRETERA DE LA ESTACIÓN DE LAS MINAS», CM5</i>	105
2.2.6. <i>TURBIDITAS Y SCARS DE LA ESTACIÓN DEL FERROCARRIL DE LAS MINAS, CM6</i>	110
2.2.6.1. TURBIDITAS	110
2.2.6.2. SCARS DE LA SERIE TURBIDÍTICA	111
2.2.7. <i>COLUMNA «CERRADA DEL EMBALSE DE CAMARILLAS», CM7</i>	113
2.2.8. <i>COLUMNA «CORTIJO DE LAS HOYAS», CM8</i> ...	119
2.2.9. <i>COLUMNA «CERRO DEL TORRIL», CM9</i>	119
2.2.10. <i>COLUMNA «DELTAS DE LA RAMBLA DEL SALTADOR», CM10</i>	124
2.2.11. <i>SÍNTESIS DE LA CUENCA DEL EMBALSE DE CAMARILLAS-LAS MINAS</i>	135

2.3.	SISTEMAS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA DE ELCHE DE LA SIERRA-COBATILLAS	138
2.3.2.	<i>COLUMNA «RABLA DEL BUITRE», ECI</i>	138
2.3.3.	<i>COLUMNA «CANTERA ALARCÓN PALACIOS», EC2</i>	142
2.3.4.	<i>EXPLOTACIONES MANVILLE ESPAÑOLA, S. A.</i>	142
2.3.5.	<i>SÍNTESIS DE LA CUENCA DE ELCHE DE LA SIERRA-COBATILLAS</i>	144
2.4.	SISTEMAS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA DE HIJAR	144
2.4.1.	<i>COLUMNA «CERRO DE HIJAR», H1</i>	149
2.4.2.	<i>COLUMNA «RAMBLA DEL MOJÓN», H2</i>	150
2.4.3.	<i>SÍNTESIS DE LA CUENCA DE HIJAR</i>	153
3.	EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LAS CUENCAS	155
3.1.	TIPOLOGÍA DE FACIES Y PETROLOGÍA	157
3.1.1.	<i>INTRODUCCIÓN</i>	157
3.1.2.	<i>TIPOLOGÍA DE FACIES</i>	159
3.1.2.1.	FACIES DE ZONAS MARGINALES Y PLATAFORMAS LACUSTRES. SISTEMAS CLÁSTICOS Y SISTEMAS CARBONÁTICOS	159
3.1.2.2.	FACIES DE ZONAS INTERNAS, SISTEMAS CLÁSTICOS (DEPÓSITOS DE CAPAS ESLUMPIZADAS, SCARS RELLENOS, DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS). SISTEMAS CARBONÁTICOS. SISTEMAS EVAPORÍTICOS	167
3.1.2.3.	DEPÓSITOS SIN SITUACIÓN ESPECÍFICA. VOLCÁNICOS Y EÓLICOS	176
3.2.	MODELO DEPOSICIONAL GENERAL	178
3.3.	MODELO TECTÓNICO	188
3.4.	UNIDADES DEPOSICIONALES	190
3.4.1.	<i>EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y VARIACIÓN DE NIVEL DE AGUA EN LOS LAGOS</i>	192

	<u>PÁGINA</u>
3.5. VALIDACIÓN DE LOS MODELOS PROPUESTOS	193
4. RESUMEN Y CONCLUSIONES	197
5. BIBLIOGRAFÍA	203

1. INTRODUCCIÓN

El trabajo que se expone se ha realizado en las cuencas lacustres mejor desarrolladas del Neógeno superior de las provincias de Albacete y Murcia, en las zonas más externas de la Cordillera Bética (Zona Prebética). Específicamente tanto la toma de datos como su análisis, se elabora sobre las 4 cuencas siguientes:

- Cuenca del Embalse Camarillas-Las Minas.
- Cuenca del Embalse del Cenajo.
- Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas.
- Cuenca de Hajar.

La presentación del estudio de las cuencas se ordenó en cinco capítulos.

El primer capítulo, como Introducción, incluye la situación geográfica y geológica, los problemas planteados, objetivos y metodología, un resumen de los conocimientos actuales sobre sistemas lacustres y fósiles, los antecedentes geológicos regionales, los aspectos estructurales generales y la estratigrafía general de los depósitos lacustres.

El segundo capítulo contiene la descripción de las sucesiones más importantes de los sistemas deposicionales de cada una de las cuencas, terminando con su análisis evolutivo.

En el tercer capítulo se establece la evolución geológica, se realiza el análisis tipológico de facies, se elaboran los modelos, deposicional general y tectónico, y se realiza la contrastación de los principales hitos de estas cuencas con otras de la misma edad, tanto continentales como marinas (validación del modelo).

En el cuarto capítulo figura el resumen y las conclusiones más relevantes de la evolución geológica de las cuencas.

Por último, en el quinto capítulo, se reseñan las citas bibliográficas.

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

1.1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

Las cuencas estudiadas se sitúan al sureste de la provincia de Albacete y nordeste de la provincia de Murcia. Se enmarcan en un área rectangular de unos 400 km², cuyos límites paralelos pasan por el norte de Hellín y la ciudad de Calasparra, al sur y los meridianos por Elche de la Sierra, al oeste, y Ontur, al este (fig. 1.1).

Todas las cuencas están situadas entre cotas inferiores a los 700 m y superiores a los 300 m y limitadas por sierras de cotas medias superiores a los 1000 m cuyos picos más sobresalientes llegan a alcanzar los 1.256 m de altitud. Nos encontramos pues ante un paisaje de sierras, separadas por zonas relativamente llanas, con profundos barrancos, a las que se accede siempre por pequeños puertos, o pasos, a través de las sierras.

Los ríos más importantes que drenan el área son el río Segura y su afluente el río Mundo. Este último, confluye con el Segura al norte de Calasparra, siendo este punto coincidente, con parte de la divisoria entre las provincias de Albacete y Murcia. Antes de dicha confluencia ambos ríos se encuentran regulados por los embalses de Talave y Camarillas (río Mundo) y los de Fuensanta y Cenajo (río Segura). Alguno de estos nombres han sido utilizados como referencias geológicas de cuencas, unidades y columnas estratigráficas en este trabajo. Los dos sistemas fluviales discurren encajados en profundos barrancos, abriéndose paso entre las sierras hasta las zonas más llanas que ocupan las cuencas lacustres. Dos de ellas han sido parcialmente ocupadas por los vasos de los embalses (Cenajo y Camarillas), estando las cerradas en los congostos que forman los ríos al atravesar las sierras.

1.1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA

La región de estudio está situada en la parte más septentrional (externa) de las Cordilleras Béticas (zona Prebética) (fig. 1.2). En este área las cuencas se ubican sobre estructuras sinformes previas, modeladas en materiales Cretácicos, Jurásicos y Terciarios, de los cuales los más modernos tienen edad Tortoniense-medio. Estos últimos que aparecen en facies marinas (calcarenitas y margas), son el yacente sobre el que se sitúan discordantemente los depósitos que se estudian.

Las cuencas se encuentran limitadas frecuentemente por fracturas nor-

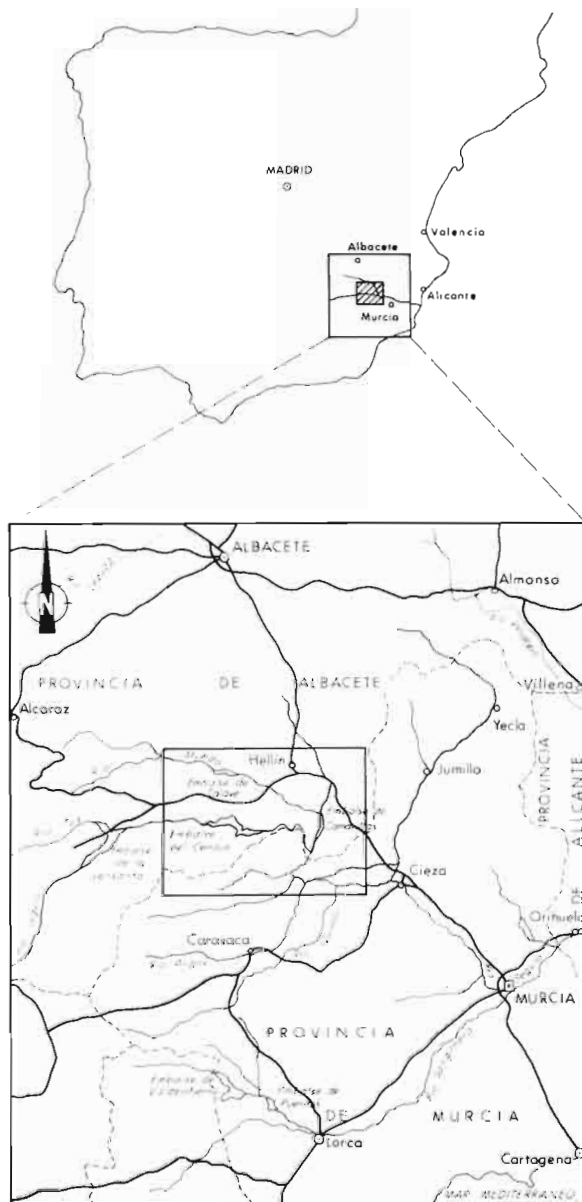
SITUACION DEL AREA DE ESTUDIO

Fig. 1.1. Situación de la zona de estudio.

males, que siguen siendo activas durante la sedimentación. Esta sedimentación fue acompañada además por la halocinesis de los materiales, en Facies Keuper, de edad Triásico superior. Estos últimos, que llegan a aflorar, dan lugar, a la verticalización de los estratos lacustres en los contactos con dichas facies y a discordancias internas.

En el mapa geológico de la figura 1.3, realizado a escala 1:100.000 y reducido para su presentación, se encuentra representada la posición de las cuencas lacustres dentro de su entorno geológico. Como puede apreciarse todas ellas han funcionado, muy probablemente, de forma aislada.

La mayor de ellas corresponde a la Cuenca del Embalse de Camarillas (en adelante Cuenca de Camarillas-Las Minas). Tiene una extensión próxima a los 200 km² y su mayor espesor supera los 500 m de potencia.

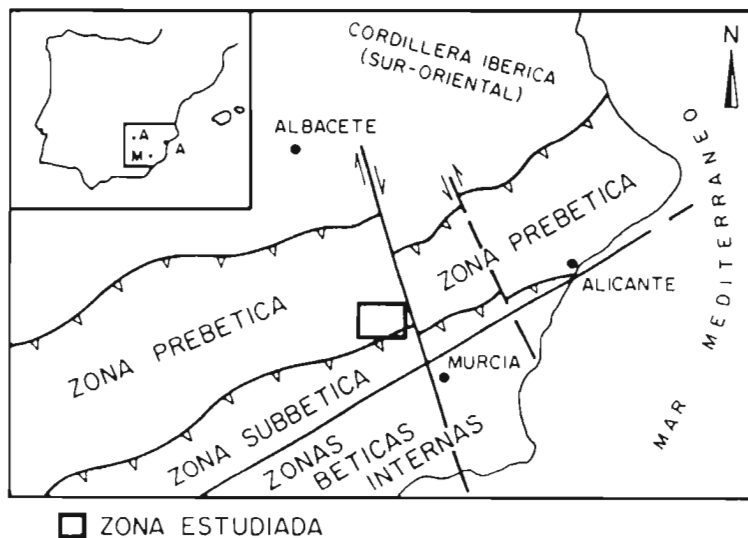


Fig. 1.2. Esquema de situación de la zona estudiada.

La segunda en extensión, Cuenca del Embalse de Cenajo (en adelante Cuenca de Cenajo), es del orden de los 60 km² y los espesores de sedimentos tienen más de 450 m.

La tercera cuenca, Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas, se encuentra muy cubierta por materiales cuaternarios, por tanto, con escasos afloramientos; no obstante se conocen espesores de sedimentos superiores a los 100 m. Su extensión es superior a los 50 km².

Por último la Cuenca de Hajar, preservada entre fallas, tiene una superficie de algo más de 7 km². Sin embargo, los afloramientos son de excelente exposición, permitiendo medir columnas superiores a los 250 m de espesor.

1.2. PROBLEMAS PLANTEADOS, OBJETIVOS Y METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.2.1. PROBLEMAS PLANTEADOS

Durante los primeros años de la década de los 80 se iniciaron los trabajos de recopilación y síntesis bibliográfica y de campo que culminaron con la realización del Mapa Geológico Nacional (MAGNA), correspondiente a las hojas que englobaban las cuencas lacustres motivo de estudio de este trabajo.

La historia geológica de estas cuencas quedó, como es lógico, recogida dentro del estudio general de las unidades geológicas integradas dentro del marco de aquellos trabajos. Por tanto todos los que participamos en su elaboración, con medios y tiempo limitados, sólo pudimos plantearnos la dificultad de los problemas y tratarlos de manera general, a fin de guardar un justo equilibrio en el tratamiento de todas las unidades, para así llegar a documentos homogéneos. Por ello algunos problemas, conocidos o no, fueron resueltos y otros quedaron planteados para investigaciones futuras.

El caso que nos ocupa corresponde a uno de estos últimos, ya que, entonces, sólo se pudieron esbozar los problemas principales al intentar separar las unidades litológicas. Esto se hizo de manera general, sin llegar a conocer los límites espaciales, temporales y las relaciones horizontales. El trabajo desarrollado a lo largo de los últimos años ha permitido avanzar sustancialmente en la resolución de estos problemas, que de manera resumida se enumeran a continuación:

- Determinación de la edad de formación de las cuencas y de los hitos más importantes dentro de su historia geológica.
- Determinación del tipo de sedimentos, su localización y relaciones.
- Establecimiento, a lo largo de su historia, del carácter de la sedimentación que ha dado lugar al relleno y colmatación de estas cuencas.
- Interpretación de la evolución tectosedimentaria de las cuencas lacustres.

Se debe señalar, además, otro problema indirecto: el limitado conocimiento que se tenía en los primeros años de la década de los 80 sobre sedimentos continentales lacustres y por tanto la falta de modelos a los que hacer referencia. Sin embargo, este problema ha sido un buen estímulo a la hora de trabajar en este tipo de sedimentos, que, dada su especificidad, precisaban ser

abordados de acuerdo a los métodos y líneas actuales de trabajo, tanto en lo que se refiere a las técnicas utilizadas como a las escalas de trabajo.

1.2.2. OBJETIVOS

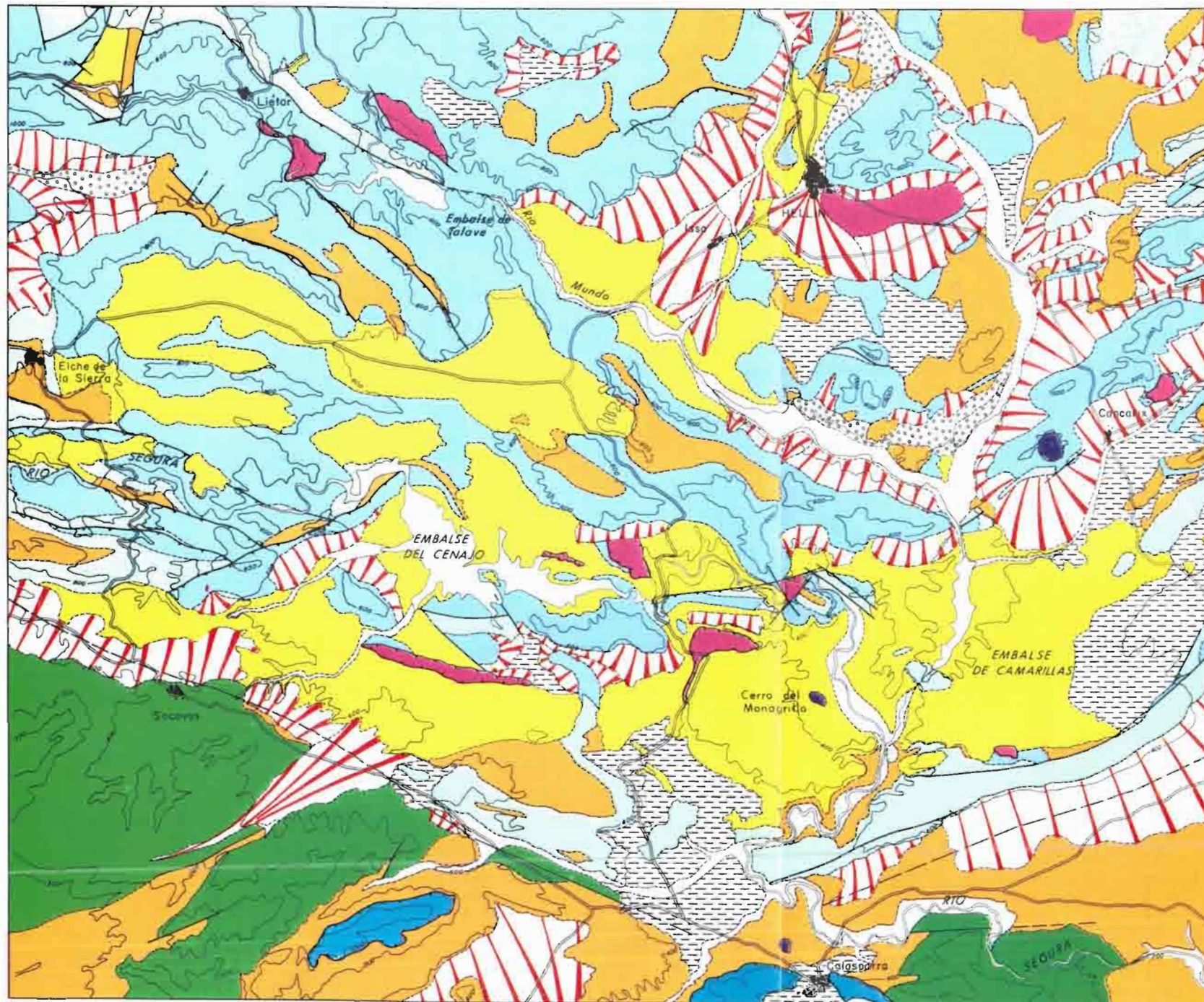
Para resolver los problemas mencionados en el apartado anterior, dada la especificidad de los materiales y de las cuencas de sedimentación tratadas, se plantearon los siguientes objetivos:

- Realizar la cartografía geológica de las cuencas y sus bordes.
- Resolver la estratigrafía de detalle y definir las facies de los diferentes ambientes deposicionales.
- Determinar la relación geométrica de las facies y medios sedimentarios en el tiempo y en el espacio.
- Estudiar detalladamente algunos tramos y materiales específicos por su interés científico y económico.
- Definir las unidades deposicionales.
- Estudiar el momento dentro de la historia geológica en que tuvieron lugar las manifestaciones volcánicas y caracterizarlas.
- Realizar el análisis evolutivo de las cuencas y obtener su modelo geológico.

Este último objetivo, que realmente integra los anteriores, puede considerarse como el principal y más importante de todos ellos. No obstante, todos los objetivos parciales se han llevado a cabo y sus resultados se exponen en estas páginas.

1.2.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO

Para abordar los objetivos, tanto el global como los parciales comentados, se han llevado a cabo los trabajos que se describen a continuación a través de su encadenamiento en el tiempo mediante la sistematización usual cuyo esquema se reconoce en la Figura 1.4. En primer lugar (**Primera Fase**) se han planteado los problemas que han dado lugar al tema de investigación. Este tema se ha estructurado en hipótesis o modelos previos basados en la experiencia anterior (modelos fósiles y actuales). La **Segunda Fase** se inicia con la toma de datos, su caracterización y su ordenación, y finaliza con la estructuración de los modelos previos, dando paso a nuevos modelos. Estos nuevos modelos son finalmente contrastados con el modelo geológico regional y



- PREBETICO EXTERNO CENOZOICO**
-  Cuaternario
 -  Terciario (Torton. medio - Plioceno) Lacustre
 -  Rocas volcanicas (5,7 ± 0,3 MA)
 -  Terciaria (Pré - Torton. = medio)
- MESOZOICO PREBETICO EXTERNO**
-  Cretácico
 -  Jurásico
 -  Triásico
- PREBETICO INTERNO**
-  Cretácico
- SUBETICO**
-  Jurásico

SITUACION GEOLOGICA DE LAS CUENCAS LACUSTRES



CALVO y ELIZAGA-1989

Fig. 1.3. Situación geológica de las cuencas lacustres.

global con objeto de validar su encaje real, hecho que constituye la **Tercera Fase** del trabajo científico planteado. La sistemática utilizada lleva consigo una doble línea de actuación. Una clásica empleada en geología de campo que es la cartografía geológica, a diferentes escalas, de las unidades establecidas mediante el estudio de las series estratigráficas, y la otra, mucho más específica, es el estudio de los materiales sedimentados. Esta última comprende el análisis de facies de las columnas estratigráficas, que conduce al análisis total de las cuencas, y la caracterización petrológica de las facies, que conduce al conocimiento de su génesis y, en algunos casos, a situar en el espacio y tiempo las áreas fuentes de los sedimentos. El trabajo desarrollado, en resumen, ha sido el siguiente:

- Revisión y síntesis de los antecedentes bibliográficos.** A lo largo de la elaboración del trabajo se consulta toda la bibliografía considerada de interés para resolver los problemas planteados y poder llegar a los objetivos propuestos. Fundamentalmente la bibliografía existente se puede ordenar en dos líneas mayores. Por un lado los trabajos que hacen referencia a los sistemas lacustres en general y, por otro, los que tratan específicamente la región y los materiales implicados.
- Elaboración de la cartografía geológica de las cuencas.** Esta cartografía se hizo, en general, a escala 1:18.000. Sin embargo, en algunas zonas ha sido necesario hacer cartografías de detalle a nivel de afloramiento, lo que supuso utilizar escalas mayores.
- Levantamiento de columnas estratigráficas, recogida de muestras y elaboración de los análisis.** Se levantaron veintiséis columnas estratigráficas, de más de 450 metros en algunos casos, a escala 1:100, reproducidas aquí a diferentes escalas. Se hicieron más de cien cortes de detalle. Se encuentran representados a lo largo de estas páginas los que se han considerado más útiles. Todos estos datos y fundamentalmente los obtenidos en campo se tomaron teniendo muy en cuenta el objetivo global último: Definición, caracterización y relaciones de las facies lacustres.

En particular, se hizo una toma de datos exhaustiva sobre estructuras sedimentarias y la composición petrológica de los materiales lacustres.

Finalmente, ante las peculiaridades que presentan algunos de los materiales involucrados (materia orgánica, rocas volcánicas, diatomitas, niveles de sílex, etc.) se ha trabajado en con-

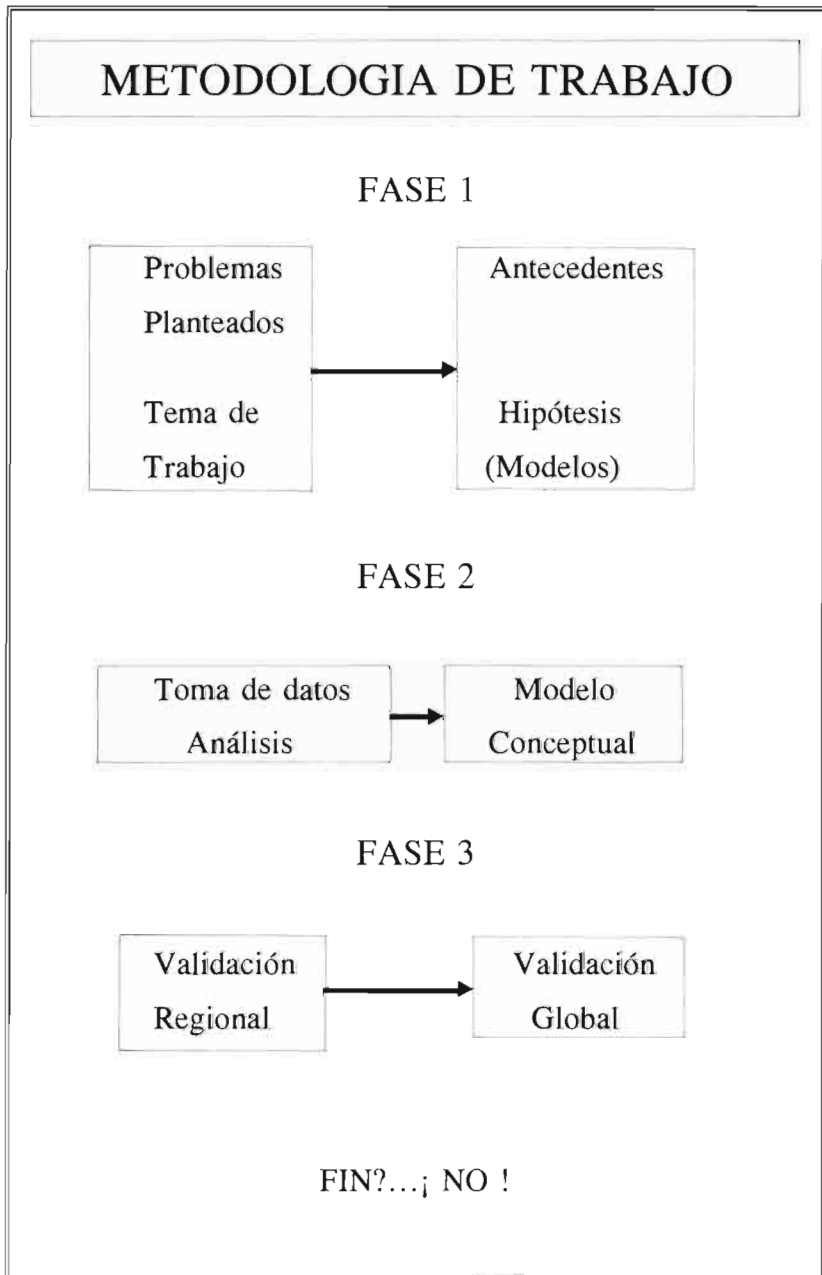


Fig. 1.4. Esquema metodológico.

junto con otros especialistas, tanto nacionales como extranjeros. Especialmente cabe citar los hechos con especialistas del Laboratorio de Geología del Museo Nacional de Historia Natural de París, Universidad de Palermo, Universidad Autónoma de Barcelona, Universidad de Lisboa y Universidad de Atenas. De estas colaboraciones junto con la labor realizada en la Universidad Complutense y en el ITGE han quedado como muestra el estudio de más de 600 láminas delgadas y levigadas, una datación de edad absoluta mediante el método K/Ar y el análisis de isótopos (O^{18} y C^{13}) de varias secuencias de porcelanitas, y por último un ensayo de análisis de las asociaciones de diatomeas presentes.

Para los análisis de las muestras se utilizaron tratamientos usuales y específicos. Éstos han sido los siguientes:

—**Técnicas usuales:**

- Granulometrías.
- Calcimetrías.
- Petrología de lámina delgada.
- Difractometrías de RX.

—**Técnicas específicas:**

- Estudio de diatomeas (en colaboración con el Laboratorio de Geología del Museo Nacional de Historia Natural de París).
- Estudio de isótopos C^{13} y O^{18} (en colaboración con el Instituto de Mineralogía, Petrología y Geoquímica de la Universidad de Palermo).
- Datación absolutas de rocas volcánicas (en colaboración con la Universidad de París).
- Microscopía electrónica (en colaboración con ETSIM de Madrid).
- Paleobotánica (en colaboración con la Universidad de Lisboa).
- Estudio de micromamíferos (en colaboración con la cátedra de Paleontología de la Universidad Complutense).
- Estudio de faunas de invertebrados, en especial gasterópodos (en colaboración con la Universidad de Valencia).

—**Definición de las unidades deposicionales y elaboración de un modelo de la evolución general de las cuencas.** Con

los datos anteriores se ha definido las unidades deposicionales dentro de la evolución de las cuencas lacustres y el modelo explicativo de esta evolución, que representa, en síntesis la conclusión general del trabajo de investigación desarrollado. Además se han descrito de forma pormenorizada los hitos de la historia geológica de las cuencas estudiadas.

- Contraste del modelo evolutivo de las cuencas con los modelos geológicos regionales y globales.** Por último, el modelo evolutivo general de las cuencas se ha contrastado con los modelos geológicos regionales y globales. La contrastación regional se hizo especialmente con otras cuencas peninsulares de la misma edad, correlacionando los hitos (discontinuidades, expansiones, retracciones, etc.). La contrastación global se realizó a nivel más amplio, con el **offshore** del Mediterráneo occidental (Plataforma Valenciana), para buscar las relaciones entre las unidades estratigráficas, las secuencias deposicionales marinas y las continentales.

1.3. LOS SISTEMAS LACUSTRES ACTUALES Y FÓSILES

A pesar de su escasa representación en la superficie terrestre, aproximadamente el 1% (Davis, 1983), los lagos actuales y los sistemas lacustres, en el registro fósil, constituyen un ambiente sedimentario que ha atraído fuertemente la atención de numerosos científicos. En el caso de los lagos actuales, este interés aparece asociado al hecho de constituir importantes reservorios de agua dulce, fuente de riqueza piscícola y, en ocasiones, zonas de abastecimiento de sustancias minerales. Este último aspecto se refleja también en los sistemas lacustres fósiles, donde existen acumulaciones importantes de recursos energéticos (carbón, petróleo, uranio, etc.), menas metálicas (Fe-Mn, sulfuros, etc.) y una amplia variedad de minerales industriales (Picard & High, 1972; Matter & Tucker, 1978; Anadón, 1984; Allen & Collinson, 1986; Calvo, 1988).

Independientemente del valor de los recursos minerales que muchos sedimentos lacustres contienen, los sistemas en que éstos se generaron constituyen un objeto de estudio, enormemente sugestivo, dentro del campo de la sedimentología. Definidos los lagos en términos generales como «cuerpos de agua estables que ocupan depresiones dentro de las zonas emergidas en la

corteza terrestre» (Kelts, 1988), éstos se presentan en una amplia gama de situaciones geomorfológicas y tectónicas, con variaciones sensibles que dependen de la latitud, altitud, áreas fuentes o cambios climáticos globales. Todo ello conduce a la imposibilidad de establecer modelos sedimentológicos de validez universal, de forma que no existe, un cuadro cerrado de tipos de facies lacustres.

Las características (diagnósticas) que permiten diagnosticar los depósitos lacustres han sido resumidas por Picard & High (1972), quienes señalan que son fundamentalmente los criterios paleontológicos y una serie de rasgos relativos a litologías más frecuentes, estructuras sedimentarias, secuencialidad, geoquímica, etc. Algunos de estos criterios no son siempre tan precisos, pues existen casos, tanto actuales como fósiles, de adaptación de fauna y/o flora marina a condiciones lacustres, (biota athalasoide) por ejemplo (Gasse *et al.*, 1987; Anadón, 1990). También existen problemas para la definición de un cierto cuerpo de agua de grandes dimensiones, como lacustres o marinos (lago Maracaibo, con conexión directa con el mar, Mar Caspio, y, en el registro fósil, la Cuenca Panónica del centro de Europa).

Algunos criterios utilizados posteriormente, como los isótopos estables, se encuentran frecuentemente en situaciones fronterizas al intentar determinar el carácter lacustre o marino de numerosos depósitos antiguos, siendo la salinidad/concentración evaporítica el parámetro que dificultan la conclusión.

El análisis de facies y el establecimiento de modelos de facies en sistemas lacustres, deben tener en cuenta un conjunto de factores que controlan la dinámica de los lagos y los mecanismos de generación y acumulación de sedimento en ellos. Estos factores, que aparecen desarrollados en el texto editado por Lerman (1978) son, entre otros, el balance hidrológico, la temperatura, la circulación del agua y la hidroquímica del sistema lacustre, la salinidad, pH, oxígeno disuelto y su distribución en la columna de agua, etc. Todos estos factores son de incidencia directa en la sedimentación lacustre, por procesos tales como mezcla o estratificación de las aguas, condiciones adecuadas para la precipitación química de minerales, desarrollo y tipo de biota, etc.

Los criterios generalmente más usados en el análisis de facies lacustres son:

- Carácter abierto o cerrado de los sistemas lacustres.** Los modelos que con mayor frecuencia se recogen en la bibliografía, corresponden a lagos en cuencas morfológica e hidrológicamente cerradas. En términos generales, estos sistemas cerrados conllevan frecuentes cambios en el balance hidrológico, debido a fluctuaciones rápidas del nivel de agua y amplias retracciones-expansiones de las márgenes lacustres.

Por el contrario, los sistemas abiertos muestran una mayor homogeneidad de facies en la vertical, resultado del carácter estable de sus orillas (Eugster & Kelts, 1983; Donovan, 1975). Se suele indicar que estos sistemas abiertos corresponden a lagos de carácter perenne, mientras que los de sistemas cerrados, son, en muchos casos, lagos de carácter efímero.

- **Carácter estratificado (o no) de la columna de agua**, que da lugar a facies con escasos niveles de oxigenación (anoxia) que reflejan condiciones poco aptas para el desarrollo de fauna/flora. Estas facies, frecuentemente bien laminadas, no han sufrido bioturbación y son consideradas, usualmente, como indicativas de profundidad neta del cuerpo de agua. Sin embargo muchos autores han señalado que la estratificación térmica o por diferencia de densidad (motivada por concentración salina) puede darse en condiciones muy someras (Freytet, 1984; DeDecker, 1988).
- Valor más o menos elevado de las pendientes. Los gradientes topográficos o, en último extremo, la morfología del fondo permiten distinguir entre lagos con bajo gradiente y alto gradiente. (Platt & Wright, 1990). Ambas situaciones tienen repercusiones directas en la distribución y ordenación vertical de las facies.

Estos aspectos aparecen, en la mayor parte de los casos, en estrecha relación con los diversos contextos tectónicos en los que se sitúan los sistemas lacustres. Así, en la actualidad, el establecimiento de modelos lacustres pasa por diferenciar los distintos entornos estructurales (cuencas intracratónicas, cuencas **foreland**, **sags**, cuencas en **rifts**, **strike-slip**, etc., Kelts & Talbot, 1986; Allen & Collinson, 1986; Platt & Wright, 1990). A esto se unen los aspectos climáticos, determinados por la latitud y altitud, que imponen diferencias notables en cuanto al tipo de depósitos, productividad orgánica, régimen de estratificación de la columna de agua, balance evaporación-abastecimiento, etc.

Un factor que influye considerablemente en la sedimentología y geoquímica de los sistemas lacustres es la composición, y la topografía de las áreas drenadas que condicionan la mayor o menor sedimentación de carbonatos, depósitos clásticos o evaporitas. Un ejemplo claro es el desarrollo de lagos netamente alcalinos, que presentan una asociación de facies característica, (dolomías, carbonatos sódicos, minerales fibrosos de la arcilla, depósitos silicios frecuentes, Eugster, 1986), y que aparecen relacionados con el lixiviado

de rocas volcánicas, especialmente en zonas cálidas. La generación de sistemas lacustres con predominio de depósitos carbonatados aparece, en un alto porcentaje de casos, en estrecha relación con áreas circundantes ricas en rocas carbonáticas. Este hecho es fácilmente observable en las cuencas lacustres de la Península Ibérica.

En función de su procedencia, los minerales que aparecen en las series lacustres, pueden clasificarse en tres grandes grupos (Jones & Bowser, 1978),

- a) **Fracción alogénica:** es la procedente de las áreas drenadas en el entorno del lago (superficial o subterráneamente) o a través de la atmósfera. Son, fundamentalmente, silicatos no arcillosos, arcillas y carbonatos detríticos.
- b) **Fracción endogénica:** es la resultante de los procesos químicos en el agua del lago, que dan lugar a precipitados y floculados en el fondo del cuerpo de agua y en sus márgenes. Se incluyen tanto las fases minerales generadas de forma inorgánica, y las inducidas biogénicamente así como las resultantes de la acumulación de esqueletos orgánicos (carbonato, ópalo, en ocasiones fosfatos).
- c) **Fracción autigénica:** es la formada dentro de los sedimentos durante la diagénesis temprana. Incluye carbonatos, óxidos Fe, Mn, sulfuros, etc.

Dentro del segundo grupo queda integrado un amplio cortejo de minerales entre los que destacan carbonatos, sulfatos, cloruros y otras fases salinas. Por su parte, la materia orgánica presente en las sucesiones lacustres, puede aparecer como fracción alogénica (materia orgánica disuelta, restos de plantas transportados, etc.) o bien, lo que es más frecuente, por generación en el interior del sistema en forma de cubiertas de macrofitas, algas bénticas, o fito y zooplacton. En ambos casos pueden formarse acumulaciones orgánicas importantes que quedan representadas en depósitos carbonosos o en **oil shales**.

Salvo raras excepciones, aplicables a lagos de entidad reducida y en contextos muy específicos, el registro sedimentario de los sistemas lacustres no es producto exclusivo de la acumulación de materiales alogénicos o endogénicos, sino que suele tener una representación variable de uno u otro tipo. No obstante, se tiende, según sus características generales, a una división simple en:

- lagos con facies terrígenas predominantes.
- lagos con facies carbonatadas predominantes.
- lagos con facies evaporíticas predominantes.

Como caso particular, se señala también la presencia de sistemas lacustres con predominio de facies organógenas (intensa acumulación de materia orgánica).

Tanto en los sistemas lacustres con predominio de facies carbonatadas, como aquellos en los que se acumulan evaporitas, las facies de precipitación química o acumulación bioquímica se asocian, en mayor o menor grado, con las facies clásticas que comúnmente ocupan las franjas marginales del sistema, aunque en algunos casos estas últimas alcanzan zonas más centrales y profundas. Los depósitos clásticos pueden acumularse en distintos ambientes periféricos, tales como abanicos, aluviales complejos fluviales distales, ambientes de margen del lago (abanicos deltaicos, deltas, playas y barras, llanuras fangosas), o bien en zonas más internas (plataformas o, muy frecuentemente, depósitos clásticos turbidíticos). Los ascensos y descensos del nivel del agua en el lago controlan, de forma bastante directa, el emplazamiento y estilo de los dispositivos clásticos (Link & Osborne, 1978; Mc Gowen *et. al.*, 1979).

En muchos casos, en particular cuando el abastecimiento de materiales clásticos al lago es escaso, algunas de las facies marginales, apuntadas más arriba, son ocupadas por partículas carbonáticas generadas internamente (oolitos, peloides). Estas partículas se acumulan en ambientes de playas lacustres, barras, o bien en plataformas progradantes carbonáticas, y caracterizan lagos con gradiente variable pero, en cualquier caso, de alta energía, generalmente condicionada por oleaje (Platt & Wright, 1990).

Aparte de los efectos debidos a condiciones de alta energía la sedimentación carbonática, en lagos, suele ajustarse a dos modelos fácilmente reconocibles. El primero de ellos, descrito por Murphy & Wilkinson (1980), se refiere a los lagos templados actuales y contempla la sedimentación carbonatada en un sistema de bermas progradantes con fuerte inclinación definiéndose, así, una zona profunda, un talud y una plataforma, que termina en una zona litoral. Las facies profundas están formadas por micritas fosilíferas (ostrácos dominantes) laminadas, mientras que el talud aparece constituido de abajo a arriba por micritas con fauna más diversa, micritas con restos de carofitas y construcciones estromatolíticas y oncoides. La plataforma y zona litoral suelen estar ocupadas por micritas arenosas con abundantes carofitas y gasterópodos y por **gravels** de oncoides. En el margen lacustre se desarrollan zonas típicamente pantanosas con abundante vegetación. Es usual también la re-sedimentación de material carbonático, de la plataforma, hacia zonas más profundas mediante corrientes turbidíticas.

El segundo de los modelos, muy frecuente en sistemas lacustres mesozoicos y terciarios de la Península, corresponde a los lagos carbonatados

someros. Este modelo ha sido desarrollado inicialmente por Freytet (1973, 1984) y concierne a lagos con aguas fuertemente carbonatadas en las que el gradiente del fondo es muy bajo, de forma que pequeñas oscilaciones en el nivel del agua producen la exposición total o parcial de los depósitos carbonáticos acumulados previamente. De esta manera, los carbonatos resultantes suelen presentar abundantes rasgos palustres (texturas pedogenéticas, brechificación, microcarstificación) que evidencian su carácter extremadamente somero. El reconocimiento de estos rasgos en depósitos carbonatados marca bien el techo de las secuencias que, en general, refleja ciclos de profundización-somerización. En muchos casos, el inicio de las secuencias, está marcado por la presencia de intraclastos o peloides que indican el retrabajamiento de áreas emergidas, al inicio de un nuevo episodio de expansión lacustre.

En lo que se refiere a la sedimentación evaporítica lacustre, los modelos de facies más significativos son los de los lagos salinos efímeros (**playa-lake**) y los lagos salinos perennes. El primero de ellos, ampliamente representado en sistemas lacustres actuales y fósiles de escala muy variable (pequeña extensión a decenas de miles de km²: lago Eyre, en Australia, con 120.000 Km² de superficie), consiste en una amplia franja de subambientes clásticos con un cuerpo central de aguas salinas (**salt pan**). La oscilación periódica de las mismas suele oscilar periódicamente dando lugar a secuencias de expansión y retracción muy características (Hardie *et al.*, 1978; Lowenstein & Hardie, 1985). Los depósitos evaporíticos, son de composición variable, en función de la naturaleza mineralógica del área fuente, y de la secuencia de precipitación alcanzada. Se indentan lateralmente con depósitos clásticos o arenosos rojizos, evidenciando el carácter expuesto y oxidante de los subambientes en los que se depositan.

Los lagos evaporíticos perennes dan lugar comúnmente a sucesiones salinas bastante continuas. Los modelos son variados, desde lagos perennes someros, como Great Salt Lake o el lago Urmia (Eugster & Kelts, 1983), hasta lagos profundos, ejemplificados en la actualidad por el Mar Muerto, con acumulación importante de halita. Los carbonatos están presentes en la mayor parte de los lagos evaporíticos, bien en forma de costras dolomíticas, formadas en llanuras periféricas de lagos efímeros, o bien como depósitos químicos o acumulaciones oolíticas, en zonas sometidas a agitación por oleaje.

Tal como se ha indicado más arriba, los sistemas lacustres, en especial los desarrollados en cuencas cerradas, muestran una notable sensibilidad a los cambios climáticos pues, éstos influyen, netamente, en los balances hidrológicos y se reflejan en ascensos y descensos del nivel del lago. Asimismo, la tectónica puede controlar incrementos importantes en la subsistencia de las cuencas lacustres, condicionando de forma más o menos directa el espesor de

la columna de agua. La combinación de ambos factores, clima y tectónica, incide en la evolución vertical de las facies dentro del lago, y explica la ciclicidad, comúnmente observada, en el registro sedimentario de estos sistemas. Algunos ejemplos son los sucesivos episodios de expansión-retracción en sistemas lacustres carbonatados someros (Freytet, 1984; Arribas, 1986); y las secuencias de **oil shales**-carbonatos o diatomitas-carbonatos, en lagos algo más profundos (Anadón *et al.*, 1988; Bellanca *et al.*, 1989). En lo relativo a la evolución de facies marginales, los factores son: la relación entre ascenso del nivel del lago y formación de deltas (agradación fluvial) y entre descenso del nivel y erosión de las márgenes previos, con posible acumulación de turbiditas (Galloway & Hobday, 1984).

Como se ha indicado, la tectónica puede tener un papel importante en la evolución secuencial y, en algunos casos, introduce variaciones en la evolución cíclica apuntada. Ello es particularmente notable en cuencas tectónicamente inestables, donde los efectos de la tectónica dan lugar a episodios de destrucción y resedimentación de los complejos sedimentarios previamente formados.

1.4. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DE LA ZONA DE TRABAJO

Esta zona situada en el área Prebética ha sido objeto de estudio de numerosos autores, desde diferentes ángulos. Estos distintos trabajos han ido desarrollando los conocimientos del área, pudiendo establecer varias etapas.

1.4.1. PRIMERA ETAPA (1852-1931)

Esta primera etapa está caracterizada, lógicamente, por trabajos de índole regional, en los que se recogen los primeros datos paleontológicos y se definen las grandes unidades geológicas. Se sitúa entre la segunda mitad del siglo diecinueve y la primera tesis regional de Brinkmann & Gallwitz (1931). Los primeros trabajos corresponden a Verneuil & Collomb (1852), los cuales iniciaron la recopilación de datos de una extensa área, citando los primeros fósiles. Más tarde Mallada (1884-1904) efectúa estudios sobre una amplia zona, donde recoge datos para el Mapa Geológico de España. Esta zona se integraría más tarde dentro del área Prebética. Arcitio y Larrinaga (1873) y Jickles (1892) aportan datos paleontológicos de esta misma área, especialmente el

primero que manifiesta la existencia de niveles de diatomita en Hellín. Posteriormente, Azpeitia (1911) y Jiménez de Cisneros (1906) realizan trabajos, de carácter paleontológicos, en los que citan, especialmente el primero de los autores, fósiles de la región y, en concreto, aquellos involucrados en la sedimentación de las cuencas lacustres. Estas cuencas fueron estudiadas por primera vez, desde el punto de vista minero, por Meseguer Pardo (1924). Finalmente, fueron Brinkmann & Gallwitz (1931) los que estudiaron con detalle la evolución y rasgos regionales de esta región (borde externo de las Cadenas Béticas), descubriendo la presencia de materiales del Mioceno marino, a los que atribuyen una edad probablemente Helveciense, y materiales continentales, a los que asigna una edad correspondiente a Tortoniense-Samartiense. Señala, además, varias facies orogénicas entre las que destacan las situadas entre el «Helveciense y el Mioceno superior y entre el Mioceno superior y el Diluvial». Con este trabajo quedarían definidos los primeros rasgos geológicos de la región.

1.4.2. SEGUNDA ETAPA (1931-1960)

Esta segunda etapa se inicia con Staub (1934), el cual considera conjuntamente la zona Prebética y el Mesozoico Ibérico, formando parte de uno únicamente área que denomina «Beti-Ibérica». La etapa se caracteriza por los trabajos llevados a cabo por el IGME (1939-1955) con motivo de la elaboración del Mapa Geológico Nacional (primera serie). En ella, se van perfilando, a escala 1:50.000, los rasgos del área Prebética. Al mismo tiempo que se inician algunos estudios temáticos, de detalle, en las cuencas lacustres, que constituyen el objeto de este trabajo. Hay que destacar, entre estos últimos, los realizados por Margalef (1953) sobre Paleocología en muestras de diatomitas, recogidas por J. R. Bataller que interpreta estos depósitos como «lacustres de ambientes litorales». Por último, Jodot (1958) describe numerosas especies, de gasterópodos continentales, de unos yacimientos situados a siete kilómetros de Hellín, en la carretera de Murcia, a los que atribuye una edad «Plioceno superior-medio».

1.4.3. TERCERA ETAPA (1960-1978)

Esta etapa se caracteriza por la profusión de trabajos de carácter regional que culminan en general con tesis doctorales y, otros de carácter específico, fundamentalmente cartográficos. Termina esta etapa en la década de los

años 70, donde ya se inician los primeros trabajos que hacen referencia, exclusivamente, a los sedimentos de origen lacustre de edad «Mioceno superior-Plioceno».

De las tesis y trabajos regionales hay que mencionar: La tesis de Paquet (1969) y de Jerez Mir (1971-1980) en las que se caracterizan estos depósitos como «facies pontienses», en sentido lato. Se les asigna una edad Mioceno superior-Plioceno y que localmente, hacia el Oeste hace equivaler a facies fluviales, indentándose unas con otras. En los sedimentos lacustres, Jerez Mir (1980), distingue las siguientes facies: calizas en bancos o facies pontienses, en sentido estricto, con texturas de micritas y biomicritas, calizas tableadas y margas de estratificación muy fina en lajas, calizas lacustres, margas y margas arenosas y, finalmente, cita un conglomerado de base o brecha poligénica ocasional. Las publicaciones de «cartografía existente» del IGME a escala 1:200.000, constatan que estos materiales son discordantes sobre los de edad Burdigaliense, asignándoles una edad Mioceno superior (Vindoboniense)-Plioceno, sin descartar la posibilidad de que estos depósitos, a techo, pertenezcan ya al Plioceno. También en esta cartografía se diferencian dos tipos de facies (Jerez Mir, 1973): una fluvial y otra lacustre, en paso lateral. Los trabajos cartográficos derivados del «Estudio hidrogeológico de la comarca Cazorla-Hellín-Yecla», IGME-IRIDA (1971), han dado también una buena visión regional, de todo el área del estudio.

Paralelamente a los trabajos más importantes, de índole regional, se inicia en 1971 la elaboración del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) 2.^a serie, E: 1:50.000, a la vez que se abandona la publicación de la 1.^a serie. En este sentido se debe considerar fundamental la elaboración de la hoja n.º 842 (Liétor) en 1975, dentro de cuyo marco se encuentra preservada una de las series de mayor interés para el conocimiento de las cuencas lacustres de este sector. Su estudio, dentro de los trabajos que se llevaron a cabo, dio pie a otro posterior, más exhaustivo, que culminó con la primera publicación realizada por el director y el autor de esta tesis (Calvo *et al.*, 1978). En esta publicación quedaron definidas, por primera vez, la edad precisa de los depósitos (Vallesiense-Turolense), a partir de restos de micromamíferos, y se planteó cómo éstas cuencas pudieron formarse inmediatamente después del cierre del estrecho Norbético. Este último trabajo marca el final de la 3.^a etapa y el principio de los trabajos que han llevado a la realización de esta tesis.

1.4.4. CUARTA ETAPA (1978-ACTUALIDAD)

Esta última etapa se caracteriza por la aparición de estudios, puntuales y

específicos, sobre sedimentación lacustre, y sobre el Mioceno superior. Aparte del trabajo comentado en las últimas líneas de la etapa anterior, hay que hacer referencia a la Tesis doctoral de J. P. Calvo (1978). Sobre el Terciario marino (Mioceno medio) en el sector central de la provincia de Albacete. En este trabajo quedan definidos tres tipos esenciales de facies petrológicas y un conjunto de nueve subtipos con características texturales y sedimentológicas propias, así como su ambiente deposicional (en general de carácter litoral somero con elevada energía). También se establecen las relaciones de esta sedimentación con la gran actividad tectónica que hubo en esta zona durante el Mioceno medio. Como ya se advirtió, este trabajo, es de sumo interés para situar el inicio de la sedimentación lacustre, ya que constituye el yacente más moderno de estos depósitos.

Del Mapa Geológico Nacional, excepto las hojas de Calasparra (1974) y Liétor (1978), todas las correspondientes al área de estudio se editan durante la primera mitad de la década 1980 (Elche de la Sierra 1980, Moratalla 1981 y Hellín e Isso en 1984). En la realización de la mayoría de estas hojas el director y el autor de esta tesis, han participado como autores, y el último, además como supervisor y asesor. Con tal motivo e interesados en la sedimentación lacustre, a partir de los primeros años de la década, también se fueron elaborando trabajos específicos en colaboración con especialistas de diferentes Universidades y países extranjeros, (Calvo, 1981; Bellon, *et al.*, 1981; Calvo y Elízaga, 1985; 1987, 1988; Bellanca *et al.*, 1989). En estos trabajos se realiza la datación absoluta de las emisiones volcánicas, el estudio de los yacimientos de diatomita, y su sedimentología, así como la petrología y geoquímica isotópica de los ciclos de carbonatos.

Finalmente, Elízaga y Calvo (1988) publican los primeros esbozos del modelo sedimentológico, de estas cuencas lacustres en relación con la posición y efectos del volcanismo asociado. Este modelo, aunque general, ha sido la hipótesis de partida del modelo geológico conceptual, en la elaboración de este trabajo.

1.5. TECTÓNICA

1.5.1. SITUACIÓN REGIONAL

Las cuencas estudiadas se sitúan estructuralmente en el área Prebética o en la zona más externa de las Cordilleras Béticas, concretamente el sector más

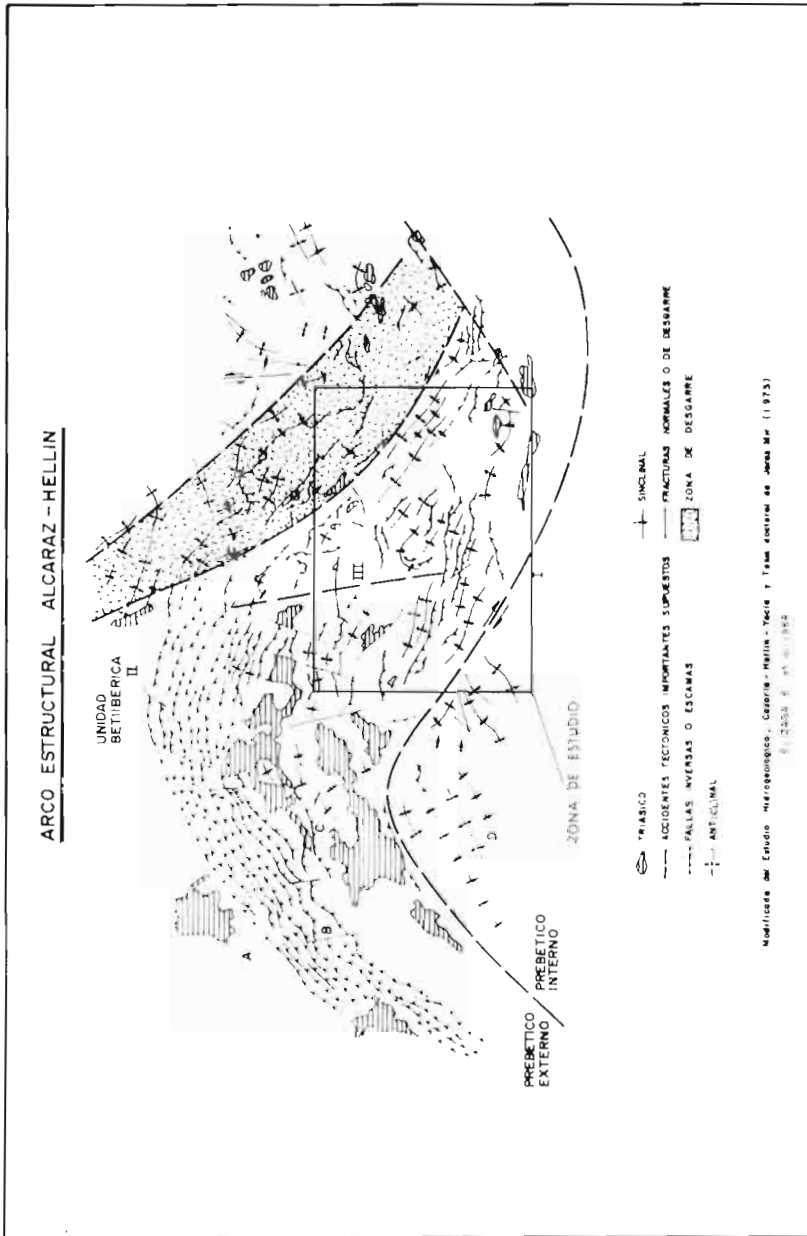


Fig. 1.5. Situación estructural de la zona de estudio dentro del Área Prebética.

cercano a la Meseta y en la parte suroriental de la Cordillera Ibérica. Esta zona Prebética ha sido subdividida en Prebético Externo y Prebético Interno en función de la diferencia existente entre las facies mesozoicas y preneógenas situadas al norte (Prebético Externo) y al sur (Prebético interno). La separación entre ambos es una línea neta que coincide con la falla de Socovos-Calasparra, al sur de la alineación diapírica Hornos-Siles-Paterna. En particular esta zona de estudio está situada sobre el «arco estructural» Alcaraz-Hellín (Álvaro *et al.*, 1975), donde las directrices Béticas, al oeste (de dirección SO-NE) sufren un brusco giro adaptándose, en el este, a las Ibéricas (de dirección NO-SE) (fig. 1.5). Es por esta razón que algunos autores (Jerez Mir, 1973) han llamado a la zona del Prebético Externo «Unidad Beti-ibérica».

El cambio de directrices está justificado por una importante falla de desgarre en el zócalo, dextrógira, que además condiciona la vergencia de los pliegues. Existe pues una relación íntima entre el basamento rígido y fracturado y una cobertera que se ve afectada, tanto por los movimientos del zócalo, como por los efectos halocinéticos de las Facies Keuper triásicas, las cuales, a su vez, actúan como elemento principal de despegue (Álvaro *et al.*, *op. cit.*; Elízaga *et al.*, 1984).

La tectónica alpina comenzó, en este contexto, durante el Jurásico y dio lugar a la emersión de la mitad oeste del norte del área estudiada durante el Malm, quedando carstificada, y fosilizada por las facies Utrillas, durante el Cenomaniense inferior. A lo largo del Cretácico, superior esta zona (Prebético externo), se constituye como plataforma interna, muy somera, permaneciendo como tal hasta finales del Cretácico, cuando se inician los movimientos que van a producir la emersión.

En el área del Prebético externo, los depósitos terciarios más antiguos, corresponden al Aquitaniense-Burdigaliense inferior y aparecen discordantes sobre los materiales del Oligoceno superior, en el Prebético interno. Esta discontinuidad corresponde a la base de la U.T.S. Ne 1 de Soler *et al.* (1983), en la Plataforma Valenciana (fig. 1.6). Sobre esta U.T.S. se desarrollaron dos nuevas unidades de edad Burdigaliense-Langhiense y Serravalliense Tortoniense, separadas por sus respectivas rupturas.

El final de esta última U.T.S. se corresponde con el cierre del estrecho norbético (Calvo *et al.*, 1978) como consecuencia de la Fase de compresión del Tortoniense inferior. Esta fase es también responsable de la estructura en escamas del Arco estructural Alcaraz-Hellín, ya que entre dichas escamas se encuentran involucrados materiales de edad Tortoniense inferior. A partir de este momento, base de la U.T.S. Ne 4 de Soler *et al.*, *op. cit.* para el Neógeno de la «Plataforma Valenciana», la zona de estudio quedó emergida, con sus principales características estructurales ya definidas, e iniciándose la sedimentación lacustre, objetivo de este trabajo.

En la Cuenca del Júcar, Santos (1984) reconoce también esta última discontinuidad como límite inferior de la «Unidad Puntal Blanco», la cual comienza su sedimentación al iniciarse la construcción de estas cuencas.

Posteriormente a la última fase de comprensión (Serravaliense-Tortoniense inferior) esta región se mantiene fundamentalmente en régimen distensivo con desarrollo de procesos de halocinesis en las Facies Keuper del Triásico superior.

1.5.2. TECTÓNICA ASOCIADA A LAS CUENCAS

Una vez desarrollada la última fase de compresión ya mencionada, nos encontramos con una arquitectura regional plegada y emergida cercana a la nueva costa. Sobre esta arquitectura se ubican las cuencas lacustres estudiadas, preferentemente sobre sinformas. Estas sinformas involucran, lógicamente, a materiales jurásicos y están limitadas, en general, por fallas normales y en dirección, debidas al estado tensional del final de la etapa de comprensión y el principio de la etapa distensiva, sugiriendo una evolución de tipo **pull apart**.

Durante la sedimentación lacustre las fallas normales siguieron siendo activas, favoreciendo así la subsistencia. Las direcciones preferentes están orientadas según los rumbos NO-SE y NE-SO. Al mismo tiempo, tanto en los bordes como en las zonas internas de las cuencas, continuó la actividad halocinética de las Facies Keuper. En los bordes, dicha actividad ha quedado puesta de manifiesto en muchos afloramientos de las cuencas. Así, podemos observar algunos ejemplos en la Cuenca de Cenajo (noreste del embalse y norte de la presa) y en la Cuenca de Camarillas-Las Minas (carretera de Las Minas, al noroeste de la cuenca y en el borde sureste).

En las zonas internas de las cuencas se ha detectado su existencia por las campañas de geofísica. En particular, se conoce su actividad en la Cuenca de Camarillas-Las Minas a través de la investigación geoelectrónica llevada a cabo en el Moler, Albacete (IGME, 1985). Estos datos ponen de relieve, no sólo la actividad halocinética del Triásico superior, sino también la continuidad, en profundidad, de las fracturas y fallas señaladas en la cartografía, con las direcciones más frecuentes (NO-SE, NE-SO), y una estructura de domo diapírico en la zona de Las Minas.

Además de los aspectos comentados, durante esta etapa distensiva general, se produjo una reactivación o distensión generalizada importante, con manifestaciones volcánicas cuya edad ha sido fijada por métodos radiométricos (K/Ar) con la colaboración de la Univ. de París, en 5, 7 m.a. \pm 0,3 m.a.

(Bellon *et al.*, 1981). Los piroclastos correspondientes a estas manifestaciones volcánicas se encuentran fosilizados por facies lacustres slumpizadas. Esta slumpización se ha reconocido, en la misma posición, en todas las cuencas estudiadas, de donde se deduce que la inestabilidad tuvo un carácter regional y marca una línea de tiempo. Tal evento constituye una discontinuidad interna en el proceso de sedimentación de las cuencas, separando, éstas, en dos unidades cartografiables: Inferior (**Unidad Cenajo**) y Superior (**Unidad Camarillas**) identificables en todas las cuencas lacustres estudiadas, como se verá en el capítulo siguiente. Su edad es Messiniense superior.

Posteriormente la sedimentación lacustre continúa sin que la influencia de ningún acontecimiento tectónico de importancia, a excepción de los movimientos halocinéticos de las Facies Keuper, continúan hasta el cierre de las cuencas. Este final se corresponde con la discontinuidad, reconocida regionalmente como de la mitad del Plioceno, y que se manifiesta en esta región, como en muchas otras, por la superposición de potentes niveles de conglomerados, en clara discordancia con las facies lacustres del techo de estas cuencas.

1.6. POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS DEPÓSITOS LACUSTRES

1.6.1. ESTRATIGRAFÍA GENERAL DEL ÁREA EN QUE ESTÁN SITUADAS LAS CUENCAS

Dentro de esta área «Beti-ibérica» del Prebético externo, los materiales más antiguos que se pueden reconocer en superficie han sido atribuidos al Triásico, en facies Muschelkalk. Partiendo de estos y hasta llegar a los más modernos, se realizará la descripción resumida de todos ellos, con objeto de situar las cuencas dentro del entorno litológico que ha actuado como área fuente por la alimentación de las mismas.

Materiales triásicos

Dentro del conjunto de materiales triásicos, los más antiguos que se reconocen, como se indicó al iniciar este apartado, corresponden a las Facies Muschelkalk, constituidas en su totalidad por calizas margosas y dolomías. En el área de estudio se encuentran parcialmente representadas (este de Hellín casa de Ochea, sur de Santiago de la Mora, etc.), sin embargo, en la hoja de Montealegre del Castillo, n.º 818, en la zona de Cerrogorro-La Retamora

aparecen en su totalidad. Estos sedimentos contienen una fauna muy poco característica; no obstante durante la elaboración de las hojas geológicas de Hellín, Isso, Montealegre del Castillo, etc. Sopena (1979) realizó un estudio regional en el cual se les atribuyó la edad de Anisiense-Ladiniense. Su potencia se estimó en 150 m (hoja n.º 818, Montealegre del Castillo). Castillo-Herrador (1974) señala, como corte más completo, el obtenido en el sondeo para hidrocarburos Jaraco I (prov. Valencia). En él aparece Muschelkalk representado por una barra carbonatada, constituida por dolomías, ligeramente arcillosa, con nódulos de anhidrita.

Los materiales suprayacentes de este sistema, se encuentran en Facies Keuper. Están constituidas por arcillas y yesos con cuarzos bipiramidales. Pertenecen a las unidades K₁ - K₅ definidos por Ortí (1973). Su edad, en esta región se ha atribuido al Carniense-Rhaetiense mediante correlación regional (Sopena *op. cit.*, 1979).

Materiales jurásicos

En este sector del Prebético externo la mayoría de los autores (Jerez Mir 1973 y 1980, Elízaga 1979, Elízaga et al., 1980, Gallego *et al.*, 1980, etc.) dividen la sedimentación jurásica en dos unidades: una inferior, fundamentalmente dolomítica, de edad Lías-Dogger y otra superior, calcáreo-margosa, de edad Malm. Ambas unidades se encuentran separadas por una interrupción sedimentaria (**hard-ground**) representada por un nivel de carácter regional de oolitos ferruginosos (Prebético e Ibérica).

La unidad inferior (Lías-Dogger) está constituido, a su vez por un tramo inferior dolomítico (Fm. Imón), un segundo tramo dolomítico (Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña), y un tercer tramo constituido por dolomías y margas. Finalmente, esta unidad termina con un tramo calcáreo-dolomítico.

El tramo inferior dolomítico constituye el tránsito Triásico Jurásico y se ha reconocido en toda la Cordillera Ibérica y en el Prebético Externo (Fm. Imón). Lo componen dolomías tableadas, muy características que se ponen, en contacto con los yesos y arcillas, de techo, de las Facies Keuper, mediante un tránsito muy característico (2-3 m) de niveles de arcillas con pasadas dolomíticas, de colores muy abigarrados. Este tramo ha sido definido por Goy *et al.* (1976) como Fm. Imón en la Cordillera Ibérica y extendido posteriormente hasta el borde de la Meseta. También puede reconocerse en el área Prebética y, aunque la estratificación de las capas suele ser más potente, la potencia del conjunto se mantiene (15-20). Petrológicamente se definen como intramicritas y dolomicroesparitas. En afloramiento se presenta con estratificación tableada, bien definida en capas de 10 a 20 cm., y con tonos grises. La fauna fósil que presenta ha sido hasta ahora, irreconocible o banal.

El segundo tramo, dolomítico, está constituido esencialmente por carniolas (doloesparitas) con una potencia próxima a los 100 m. Sus características son similares a las de Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, de la Cordillera Ibérica.

El tercer tramo está constituido por dolomías con intercalaciones de margas verdes y rojas. Las capas dolomíticas son, a veces, calcáreas y oolíticas. Petrológicamente se han clasificado como micritas, ooesparitas y dolomicritas y contienen restos de fauna banal (Lamelibranchios, Gasterópodos, Lagénidos, Lituólidos, Lenticulina, etc.). El espesor reconocido es del orden de 60 m y la edad que se le atribuye es Lías medio-superior (Fourcade 1970, 1971; Pendás 1971; Jerez 1973; Gallego 1980, etc.).

Por último, la Unidad Inferior jurásica, termina con un tramo calcáreo-dolomítico, constituido por dolomías, en las que se puede apreciar, a simple vista, los romboedros de dolomita. Lateralmente sus facies pasan a calizas oolíticas, lo cual es más frecuente hacia el sur y hacia el este. Otra particularidad de este tramo es la existencia de niveles terrígenos intercalados a techo (sector de la Sierra del Búho; sur del embalse del Cenajo, etc.) en la hoja n.º 868, Isso. La fauna encontrada en las calizas corresponde a Briozoos, Equinodermos, Lamelibranchios, Miliolidos y otra fauna banal. No obstante, Jerez Mir (1973, 1980) cita *Protoperoplis estriata* (Weyschenla) *Labyrinthia mirabilis* (Weyschenk) *Protoperenoplis cribans* (Weyschenk) etc. (Hoja n.º 867, Elche de la Sierra).

Además en la Hoja n.º 843 (Hellín), zona de la Sierra de Peña Lora en facies calcáreas, fueron levitados *Nauticulina*, *Trocholina* y *Glomospira*. A esta microfacies puede asignarse edad Bathoniense, lo cual se corresponde con la asignación clásica a este tramo, que regionalmente se ha incluido dentro del Dogger por los autores que han trabajado en esta zona (Fourcade, 1970; García Rodríguez y Pendás, 1971; Jerez Mir, 1973-1980, etc.). El espesor de este tramo, más potente hacia el sur, oscila entre los 200 y 250 m.

A techo de esta unidad se encuentra un nivel de oolitos ferruginosos reconocido en todo el Prebético externo y en la Cordillera Ibérica, que cierra la sedimentación del Dogger («Capa de oolitos ferruginosos de Arroyo Frío», Gómez *et. al.*, 1979).

La unidad superior calcáreo-margosa, corresponde al Malm. La mayor parte de esta unidad está bien representada en la Sierra de Peña Rubia. Está constituida por tres tramos. Uno inferior de calizas nodulosas con Ammonites, otro calcáreo margosa y, por último, un tramo dolomítico.

El tramo inferior de calizas nodulosas con Ammonites se sitúa sobre el nivel de oolitos ferruginosos del Dogger tiene de 7 a 10 m de potencia, desapareciendo hacia la zona Oeste. Se encuentra bien representado en la zona

este del área de estudio (zona meridional de las hojas de Hellín, e Isso). La microfacies presenta abundantes restos de Espongiarios, Equinodermos, Braquiópodos, Belemnites, Lamelibranquios, etc. La macrofauna, está caracterizada por la gran presencia de Ammonites. Jerez Mir (1973-1980) cita numerosos ejemplares de la «zona transversarium» (Oxfordiense Superior). Al microscopio las calizas presentan texturas de biomicitas y pelmicitas.

Sobre el anterior se sitúa el tramo calcáreo margoso, el cual se inicia con niveles de margas (10 m), y se continúa con una alternancia de calizas y margo-calizas de tonos ocre, muy características en afloramiento, y que petrográficamente corresponden a micritas y biomicitas. La macrofauna es escasa y la microfauna abundante (Lamelibranchios, Mioliólidos, Equinodermos, Lenticulina, Glomospira, Lagénidos, Ammodiscidos, etc.). La potencia de este conjunto puede estimarse en 150 m, aunque hacia el NW se carga de terrígenos y disminuye hasta 20 m en facies claramente litorales. (W del meridiano de Hellín). Su edad es Kimmeridgiense inferior.

El tercer y último tramo está representado por dolomías ocre con fantasmas de pisolitos, cuyo espesor puede llegar a sobrepasar los 100 m en los alrededores de la zona de estudio (Casas de Vilches-SE de la Hoja de Hellín). Su edad, Kimmeridgiense medio, se ha establecido en base a la fauna encontrada en las calizas oolíticas y pisolíticas.

Materiales cretácicos

Los materiales cretácicos que se encuentran en las áreas de influencia de las cuencas lacustres estudiadas corresponden a los VI, VII y VIII ciclos generales del Cretácico (Mas *et al.*, 1982) puesto que las facies cretácicas del Prebético externo son similares a las de la zona suroriental de la Cordillera Ibérica. El ciclo VI se inicia por Facies Utrillas representadas por el «Miembro conglomerados y arenas de Peñas de San Pedro» terminando en la base del Turoniense. El VII corresponde al Turoniense *s.l.* y, por último, el VIII desarrollado desde el Coniaciense.

Sobre los materiales jurásicos, más inferiores en la escala estratigráfica cuanto más al oeste se esté situado, se encuentran discordantes los sedimentos que inician el VI ciclo general del Cretácico. Son los más antiguos que se reconocen en el entorno de las cuencas lacustres estudiadas. Estos sedimentos están representados por las Facies Utrillas, constituidas por paraconglomerados (cantos de cuarcita redondeados incluidos en una matriz arcillosa constituida fundamentalmente por caolinita con mayor o menor proporción de limo y niveles de arenas. Estos últimos abundantes hacia el techo, presentan tonos claros y rojos y la composición indica su procedencia del S-SO

(81% de turmalina, 7-38% de circón, 2-10% de rutilo con presencia de anata-sa, broquita, andalucita y epidota). La edad de estos materiales ha sido acotada entre el Albiense medio-superior y el Cenomaniense inferior. No obstante, en áreas cercanas (zona este de la Hoja de Hellín) han sido reconocidas facies de dolomías arenosas de edad Aptiense inferior (Arias, 1975 y 1978).

Sobre los materiales de las Facies Utrillas, anteriormente descritos, se encuentra un conjunto dolomítico (Cenomaniense-Turonense) con frecuentes intercalaciones de limosíticos. Las dolomías suelen ser de tonos claros y se presentan en estratos masivos o tableados. Hacia el techo contienen abundantes rudistidos. Aunque el espesor es variable, suele ser superior a los 100 m.

La tercera unidad cretácica, cartografiada corresponde a las calizas y brechas calcáreas con cantos negros (micritas y biomicritas). La fauna que contiene es abundante (*Vidalina hispánica*, *Girvabekka aff. cretácica*, *Nummofallotia cretácea mínima*, *Rotalina cayeuxi*; Discórbidos, Ophthalmídeos, Cuneolina, etc.) y permite asignar a estos niveles una edad Coniaciense-Santoniense.

Materiales terciarios

Los depósitos terciarios en este área, a excepción de los que conforman las cuencas lacustres son todos de origen marino, en general, de ambientes litorales, y están constituidos por conglomerados, calizas bioclásticas (biocalcareniticas) y margas. Su edad va del Mioceno inferior (Burdigaliense) al Mioceno superior (Tortonense). Se diferencian tres tramos: uno inferior biocalcarenitico de 100 m (Minateda, Issa), otro intermedio conglomerático también de 100 m y otro superior, biocalcarenitico, con una potencia que va desde los 20-30 m, hasta los 150 m.

Lateralmente y hacia el techo esta unidad está constituida por margas claras con yesos. Por ser yacente más moderno de los sedimentos lacustres su edad es de vital importancia, por ello el apartado siguiente se dedica a dar tanto una descripción más detallada a los materiales que la componen, como a la discusión de su edad.

1.6.2. LÍMITE INFERIOR. MATERIALES INFRAYACENTES

En todas las cuencas estudiadas, los materiales más modernos sobre los que yacen los depósitos lacustres del Mioceno superior son sedimentos miocenos en facies marinas. Estos sedimentos aparecen dispuestos en sucesiones, cuyo espesor raramente alcanza los 200 metros, y se distribuyen de forma discontinua a lo largo de todo el sector centro-meridional de la provincia de Albacete (Calvo, 1978).

La edad de estos sedimentos abarca desde el Mioceno inferior (Aquitaniense) hasta el Tortonense inferior. Dentro del área el intervalo mejor representado, y que ha sido datado, de forma más fiable, en base a faunas de microforaminíferos (Usera *et al.*, 1979), corresponde al Langhiense-Serravallense-Tortonense inferior, constituye una Unidad Tectosedimentaria completa (Ne-3 de Megías *et al.*, 1983). Dicha U.T.S., definida en tierra y coincidente la sección propuesta por Calvo, *op. cit.* (fig. 1.7), ha sido también reconocida en la zona del **off-shore** de la Plataforma Valenciana (Soler *et al.*, 1983, fig. 1.6).

A su vez esta U.T.S., se dispone en discordancia sobre materiales miocenos más antiguos (Aquitaniense-Burdigaliense) cuya representación, en el área estudiada, es muy parcial. Existen, además algunas dudas sobre su atribución cronoestratigráfica, dada la falta de niveles con fauna característica.

Las facies más típicas de las sucesiones miocenas marinas en el área prebética, están representadas por conglomerado, y areniscas gruesas con abundantes fragmentos de bioclastos, además de calizas bioclásticas y margas (Calvo, *op. cit.*; IGME, hojas MAGNA N.º 843, 868, etc.). Dentro de las calizas bioclásticas, destacan como más características las facies formadas, en su mayoría, por algas rojas y briozoos. Morfológicamente, dan lugar a farallones o cantiles de cierta entidad en toda la región. Las margas, con proporciones variables de arena, presentan abundantes caparzones de globigerínidos, radiolarios y espículas de esponjas.

La sedimentación de los depósitos miocenos tuvo lugar en un ámbito paleogeográfico que se podría caracterizar como de «archipiélago». La distribución relativa de zonas emergidas y depresiones invadidas por el mar, estuvo controlada por la estructuración tectónica alpina. En muchos casos se constata, al menos para la secuencia miocena marina más moderna la coincidencia de los depósitos marinos con estructuras sinclinales, más o menos amplias, o bien con zonas de **graben**. Esta irregularidad de los paleorrelieves, generados al final del Paleogeno, condiciona la ausencia de una verdadera plataforma marina amplia y jerarquizada. Por el contrario lo que se produce es, un mosaico de complejos litorales (playas, barras costeras, depósitos de pie de acantilado), plataformas de morfología irregular con desarrollo de facies abiertas por debajo del nivel del oleaje, y, muy localmente, taludes con depósitos de turbiditas asociados.

Estas diferencias en los tipos de facies y su distribución hace que, los niveles que constituyen el yacente más moderno, de los depósitos lacustres, en cada una de las cuencas estudiadas, presente grandes variaciones de unas a otras e incluso dentro de una misma cuenca.

Así, la sucesión continental de la cuenca de Híjar, situada en la posición

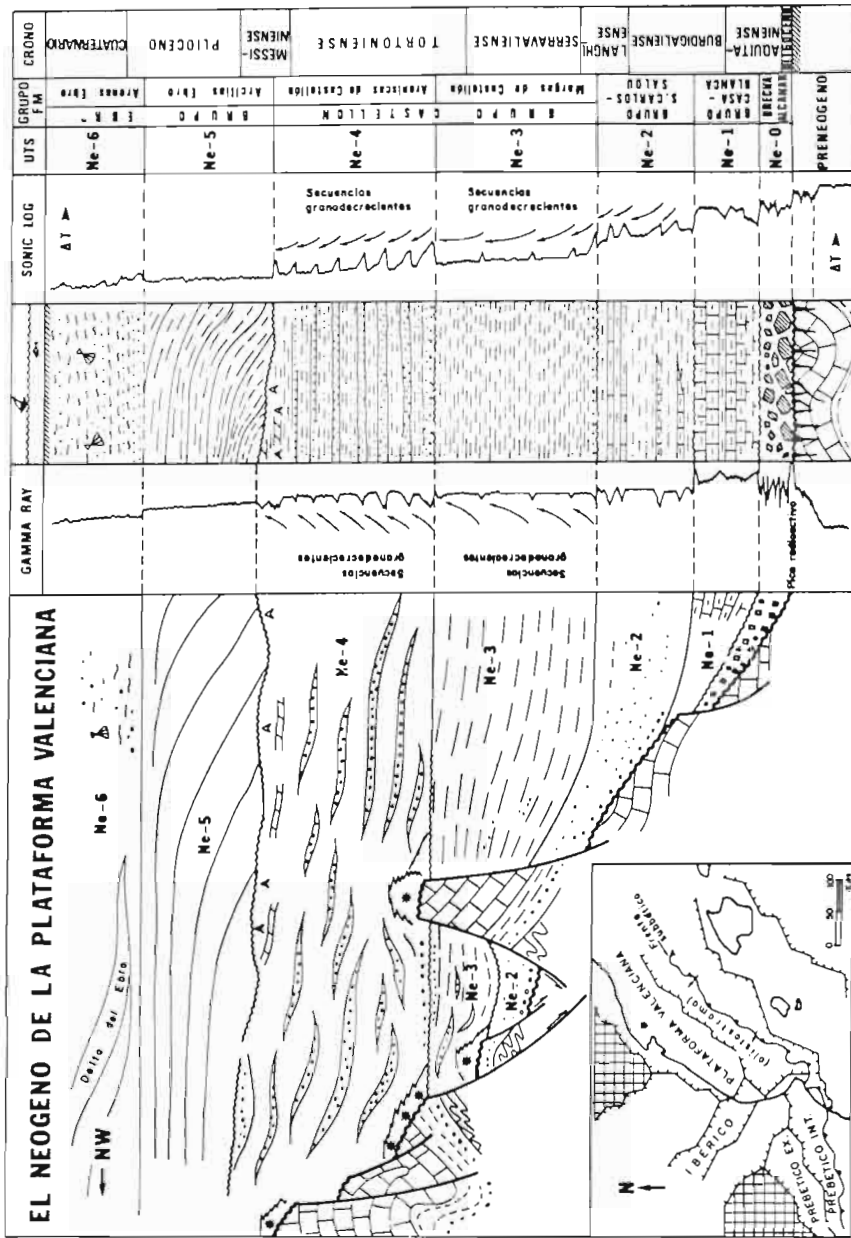


Fig. 1.6. Unidades tectosedimentarias del Neógeno de la Plataforma Valenciana (según Soler *et al.*, 1983).

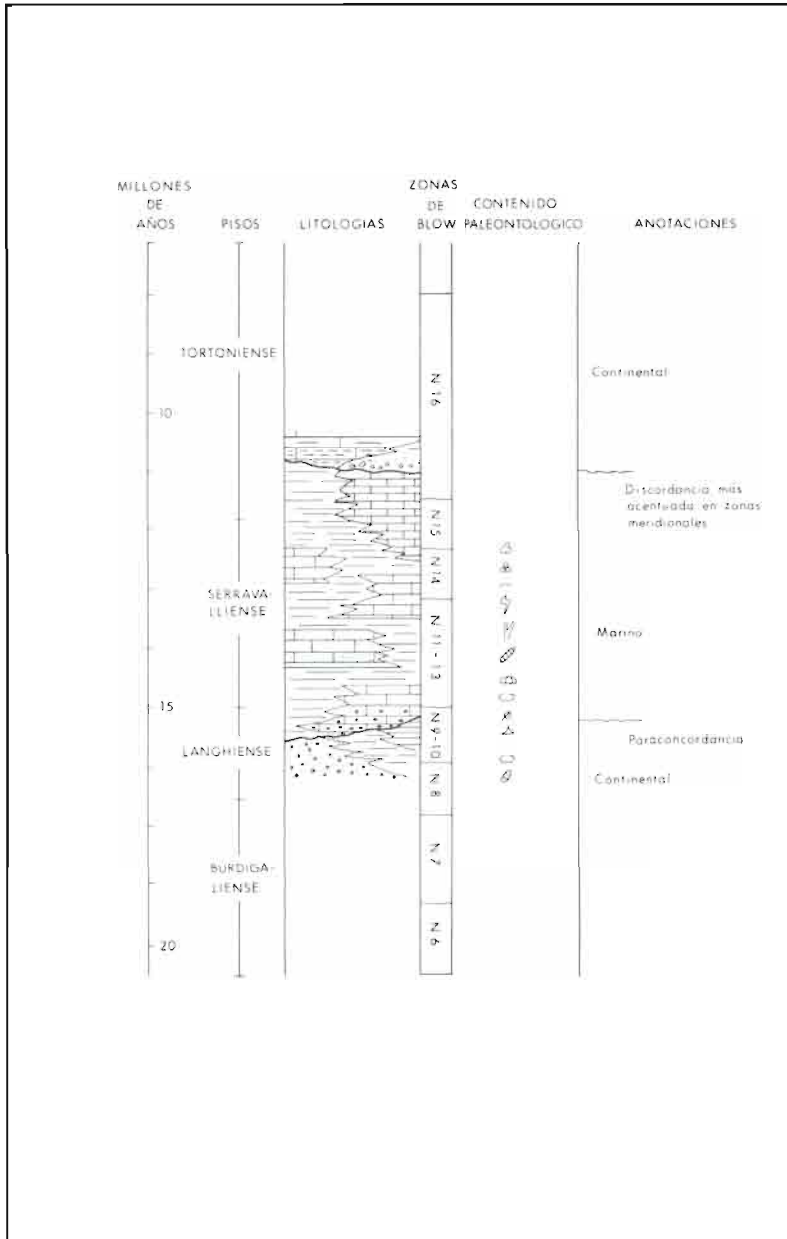


Fig. 1.7. Columna general del Mioceno marino en la zona estudiada (Modificado de Calvo, 1978).

más septentrional, presenta en su base un conjunto calcáreo-bioclástico con abundantes Algas rojas, Briozoos y Foraminíferos, que termina a techo con unos conglomerados cuarcíticos con restos de Gasterópodos y Lamelibranquios (Calvo *et al.*, 1978). Sobre estos últimos se disponen, en suave discordancia, los terrígenos que constituyen el primer tramo de la sucesión continental.

En la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas no se observa de forma neta el contacto con los depósitos marinos, pero, en los bordes actuales de dicha cuenca se puede reconocer cómo los niveles lacustres se disponen en discordancia sobre margas arenosas, ricas en foraminíferos, de edad Tortoniense inferior y, localmente, sobre margas diatomíticas (Cortijo de Cobatillas). Estas últimas presentan una asociación de diatomeas y silicoflagelados (Monjanel, 1987) que indican su sedimentación en un ambiente de relativa profundidad, conectado con el mar abierto. La edad de estas margas diatomíticas es Tortoniense inferior (Monjanel, **op. cit.**) y constituyen un depósito bastante excepcional en toda la región. Sobre ellas se disponen discordantemente los niveles de calizas lacustres.

Por su parte, los sedimentos lacustres y/o formaciones terrígenas relacionadas de la Cuenca del Cenajo se sitúan en discordancia angular sobre biocalcarenititas arenosas. La fauna encontrada en ellas es banal, a efectos de datación, aunque muy posiblemente se trate de depósitos de edad Serravalliense o Tortoniense inferior.

La cuenca de Camarillas-Las Minas, la más amplia de las incluidas en este estudio, presenta una disposición asimétrica de norte a sur. Así en su parte septentrional, los términos más altos de la sucesión lacustre están en contacto con los materiales jurásicos y cretácicos que forman el margen de cuencas (ver apartado 2.2). Sin embargo en la parte meridional de la cuenca, la sucesión lacustre, en sus términos más inferiores, reposa en discordancia sobre una potente sucesión margosa que culmina en unos metros de calizas de algas (rodolitos). Esta sucesión margosa es en todo similar a la que más rellena la amplia depresión de Calasparra, pudiendo establecerse una continuidad geométrica entre los materiales que rellenan dicha depresión y la de Camarillas-Las Minas.

Dentro de las margas, muy ricas en foraminíferos (predominantemente globigerínidos), espículas de esponja y, a veces, radiolarios, se intercalan algunas pasadas de calizas bioclásticas finas y arenosas. Todas las muestras recogidas en estas margas han sido datadas como Tortoniense inferior (Bellón *et al.*, 1981; J. Usera, comun. pers.).

En conclusión, los materiales que constituyen el yacente más moderno de las sucesiones lacustres, en todas las cuencas reconocidas, son depósitos

miocenos, en facies marinas. Allí donde han podido ser datados con fiabilidad, se atribuyen al Tortonense inferior. Las facies que presentan estos depósitos marinos, son variables de unos puntos a otros en función de su irregular distribución paleogeográfica. La evidencia directa en campo, así como la que se deduce de la cartografía realizada, es que los depósitos lacustres que reposan sobre estas facies marinas, se disponen en discordancia más o menos patente según los casos. Ello supone un argumento de peso para descartar, en una primera aproximación, las posibles influencias marinas en las primeras etapas de la sedimentación lacustre aunque, no obstante, existen algunas evidencias o propuestas en sentido contrario (Reyes *et al.*, 1984; Servant-Vildary *et al.*, 1989). Dada la existencia de criterios contrapuestos (evidencias estratigráficas, presencia de niveles con flora marina en la base de las formaciones lacustres, datos de isótopos estables), este tema será analizado, más adelante, en detalle.

1.6.3. CRONOESTRATIGRAFÍA DE LA SUCESIÓN GENERAL

Como se ha planteado en el apartado anterior, los sedimentos lacustres se sitúan en discordancia sobre los materiales marinos, de edad Tortonense inferior, que constituye el yacente más moderno.

Sobre estos materiales marinos se deposita un primer tramo de terrígenos, cuyo techo aporta una edad Vallesiense superior, a partir de restos de micromamíferos del yacimiento H 1 de la cuenca de Híjar (Calvo *et al.*, 1978) (Columna Cerro de Híjar, H 1, Apartado 2.4.2).

El siguiente tramo, constituido por margas, calizas, evaporitas y areniscas, no presenta fauna fósil que haya podido datarse. No obstante, en facies de equivalente posición (Cuenca de Cenajo, Columna «Este Casa de la Mina» C6) se han recogido abundantes restos vegetales cuyo estudio ha dado como resultado una de edad Vallesiense *s.l.*

El tramo siguiente lo componen calizas y margas con niveles de abundante contenido en restos de diatomeas. Durante su sedimentación tuvo lugar un evento sísmico, con volcanismo asociado, que dio lugar a la resedimentación de parte de los depósitos de las cuencas. Estos materiales eslumpiados fosilizan los piroclastos asociados al vulcanismo, el cual ha sido datado utilizando el método K/Ar en $5,7 \pm 0,3$ MA. La existencia de esta línea de tiempo, presente en todas las cuencas, ha permitido separar, en cartografía, los materiales lacustres en inferiores y superiores, (**Unidad inferior Cenajo** y **Unidad superior Camarillas**), facilitando el trabajo de campo. El techo de este tramo ha sido datado mediante el estudio de restos de micromamíferos

(Columna Rambla del Mojón - H2), obteniéndose una edad Turolense superior (Calvo *et al.*, 1978). Este dato queda confirmado por los hallazgos de vertebrados, obtenidos en la Cuenca del Cenajo (cantera CEKESA) (Calvo *et al.*, 1978), en un tramo equivalente.

El último tramo está constituido por terrígenos de carácter fluvial, y termina con la sedimentación de las cuencas lacustres. En dichos materiales, no se ha podido obtener ninguna datación; sin embargo, su techo está fosilizado por niveles de conglomerados discordantes, que se atribuyen, regionalmente al Plioceno inferior-medio.

En resumen, la historia geológica de estas cuencas se desarrolla en un periodo de tiempo, comprendido entre el Tortoniense inferior y parte del Plioceno. Este periodo se corresponde, en la Plataforma Valenciana, con la etapa en la que tuvo lugar la sedimentación de la U.T.S. Ne-4 y, al menos, parte de la U.T.S. Ne 5 (Soler *et al.*, 1983, fig. 1.6).

2. ESTRATIGRAFÍA Y ANÁLISIS DE FACIES

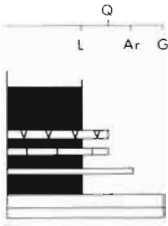
Las cuencas lacustres estudiadas, cuya cartografía geológica se muestra en el mapa de la figura 1.3, son aquellos que presentan los afloramientos de mayor calidad y ofrecen más posibilidades para el levantamiento de columnas estratigráficas de detalle. Constituyen, por lo tanto, un buen escenario para el estudio de las facies del Terciario continental de esta región.

Todas ellas (Cuenca del Embalse del Cenajo, Cuenca del Embalse de Camarillas-Las Minas, Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas y Cuenca de Híjar) se han estudiado con gran detalle lo que ha permitido reconocer los distintos modelos de facies y sus relaciones, así como la correlación entre las columnas generales de las diferentes cuencas. Sin embargo, algunas cuencas de menor entidad no han podido estudiarse debido a la inexistencia de cortes y de afloramientos adecuados; no obstante, en todos los casos, se han hecho reconocimientos generales y estudio de afloramiento puntuales.

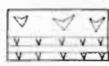
A continuación se describe cada una de las cuencas citadas, haciendo referencia a los mejores afloramientos describiendo las columnas más representativas, analizando las facies, y su distribución, y terminando con una síntesis general de cada cuenca.

La simbología empleada en las columnas es la habitual en los trabajos de estratigrafía y sedimentología. En el cuadro I se representa la leyenda de los símbolos convencionales utilizados.

CUADRO I
SIMBOLOGIA EMPLEADA EN LAS COLUMNAS



Q: Carbonatos y yesos
C: Conglomerados
Ar: Areniscas
L: Lutitas y margas



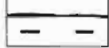
Yesos
Lenticulares
Fibrosos
Laminares



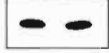
Carbonatos
Laminados y
diatomitas.
Arenosos



"Slumping"



Chert (s)



Azufre (nódulos)

- Bioturbación
- Pedotúbulos
- Restos vegetales
- Estromatolitos
- Restos de micromamíferos
- Gasterópodos
- Deformación por fluidos
- Granoselección (decreciente)
- Diámetro de centil
- Tamaño medio de arena
- Secuencia, ciclo
- Dirección de corriente
- "Ripples"
- Base erosiva
- Laminación paralela
- "mud crack"
- Pavimento
- Estructuras sísmicas
- Estructuras lenticulares
- Fallas listricas
- Estratificación cruzada
- Hummocky

2.1. SISTEMAS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA DEL EMBALSE DEL CENAJO

Esta cuenca presenta su eje mayor orientado en dirección E-W y alcanza una longitud próxima a los 25 Km. Su eje menor es prácticamente perpendicular, al anterior, y tiene una longitud aproximada de 12 Km.

La cuenca está cortada por el río Segura, represado en este tramo por el Embalse del Cenajo, que da nombre a la cuenca. La zona oriental de la cuenca se encuentra estrangulada en dos partes por los efectos del diapirismo de las Facies Keuper. Una de estas áreas ha sido aprovechada para situar la cerrada del embalse (fig. 2.1)

Los materiales lacustres que rellenan la cuenca están situados discordantemente en su mayor parte sobre sedimentos jurásicos del Lías-Dogger, en segundo lugar, sobre las Facies Keuper y finalmente, sobre los sedimentos cretácicos y terciarios de carácter marinos.

Los depósitos continentales se han sedimentado, en la mayoría de los casos, sobre una sinforma, con bordes netos, debidos generalmente, a fallas normales sin embargo los contactos son más suaves en el límite Sur de la Cuenca. Las fallas son de tres direcciones: NO-SE, E-O y NE-SW (fig. 2.1). Finalmente hay que destacar la actividad diapírica de las Facies Keuper, que en algunos casos llegan a verticalizar los sedimentos lacustres (Norte de la cerrada del Embalse del Cenajo).

Cartográficamente se han diferenciado tres unidades: una **inferior**, constituida esencialmente por conglomerados, areniscas, margas y evaporitas. Otra **intermedia**, caracterizada por niveles deslizados y resedimentados (**slumpings**), y, finalmente, una unidad **superior**, donde hay una gran abundancia de carbonatos. Lógicamente esta división en tres unidades debe considerarse muy esquemática, puesto que la sedimentación de estos materiales cambia sensiblemente, no sólo de los bordes hacia las zonas internas de los lagos, sino también en profundidad, en función de los relieves preexistentes y de la composición local de los sedimentos que constituían sus márgenes.

En la figura 2.1, Mapa Geológico de la Cuenca del Embalse del Cenajo, se han situado las columnas de mayor interés estudiadas en esta cuenca.

La descripción de las series estratigráficas se realiza en los apartados siguientes y su representación gráfica, por condicionamientos de formato, se hace a diferentes escalas, aunque los documentos de partida se han elaborado a escala 1:100.

COLUMNA CENAJO C1

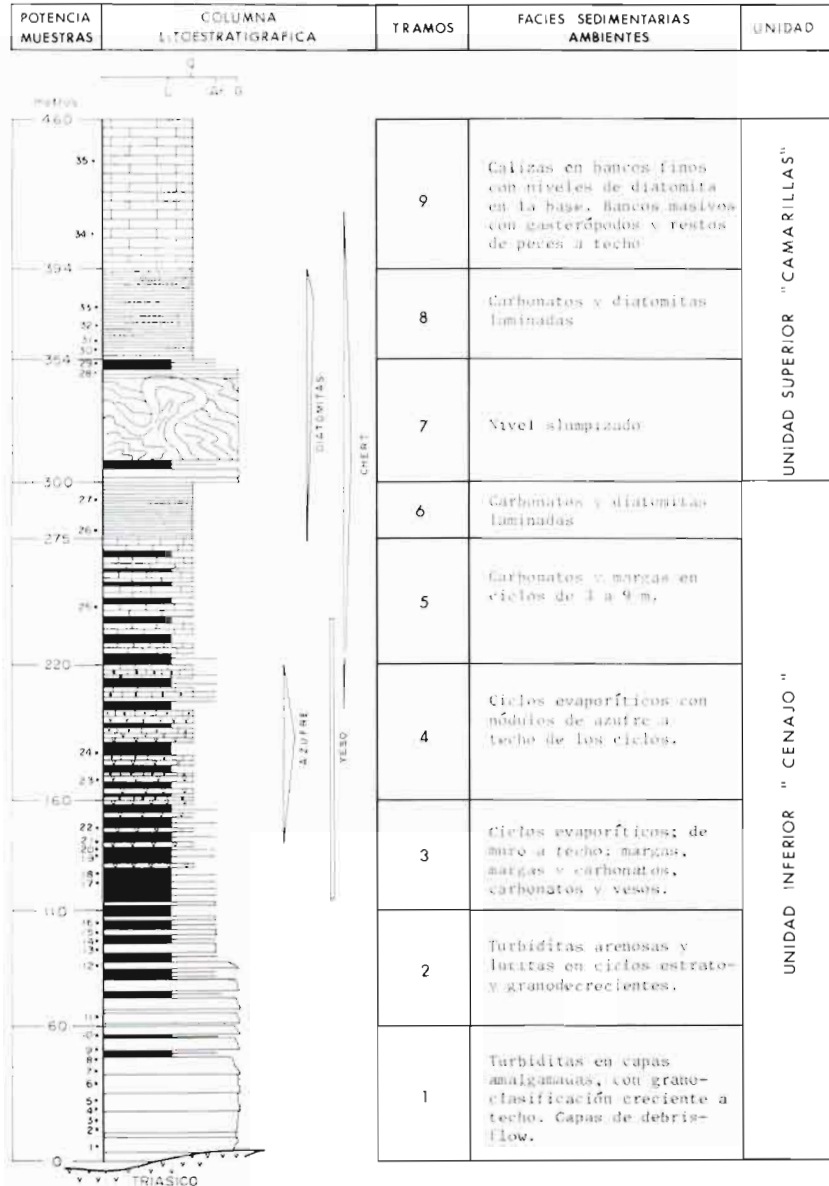
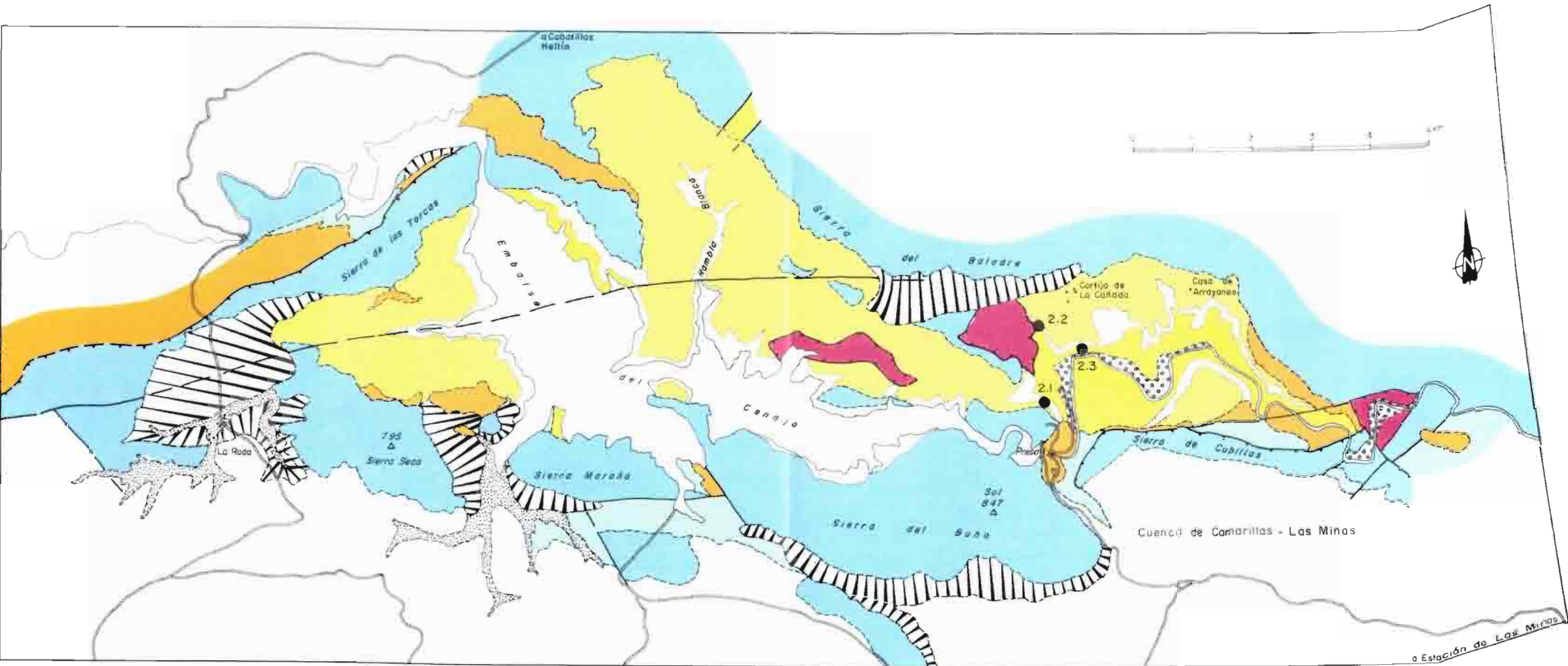
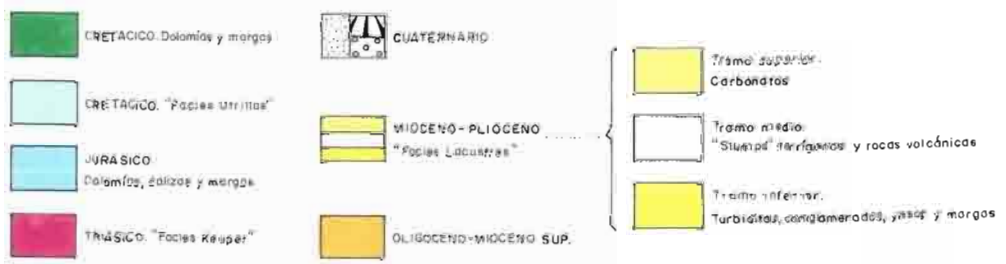


Fig. 2.2. Columna litoestratigráfica de la sección del Cenajo (C1).



MAPA GEOLOGICO DE LA CUENCA DEL EMBALSE DEL CENAJO

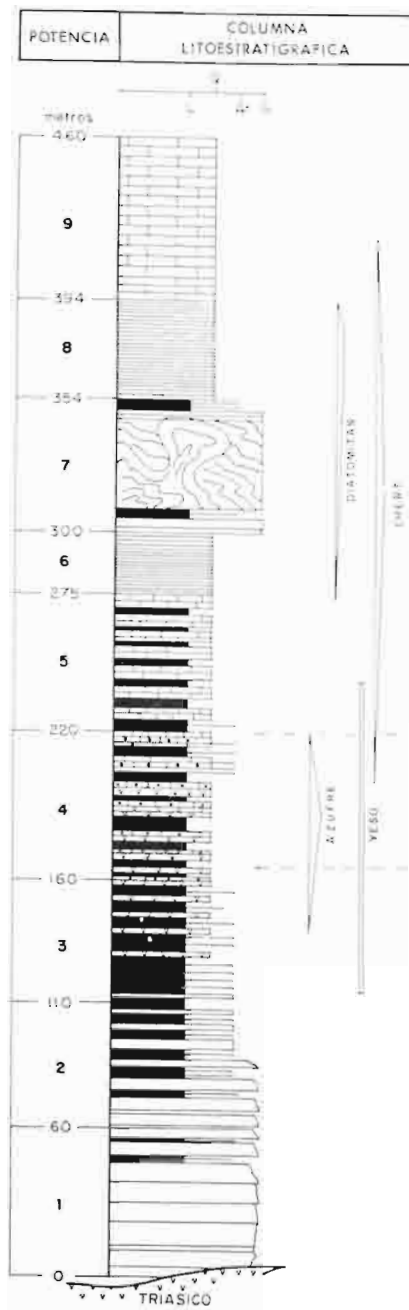


CALVO y ELIZAGA - 1989

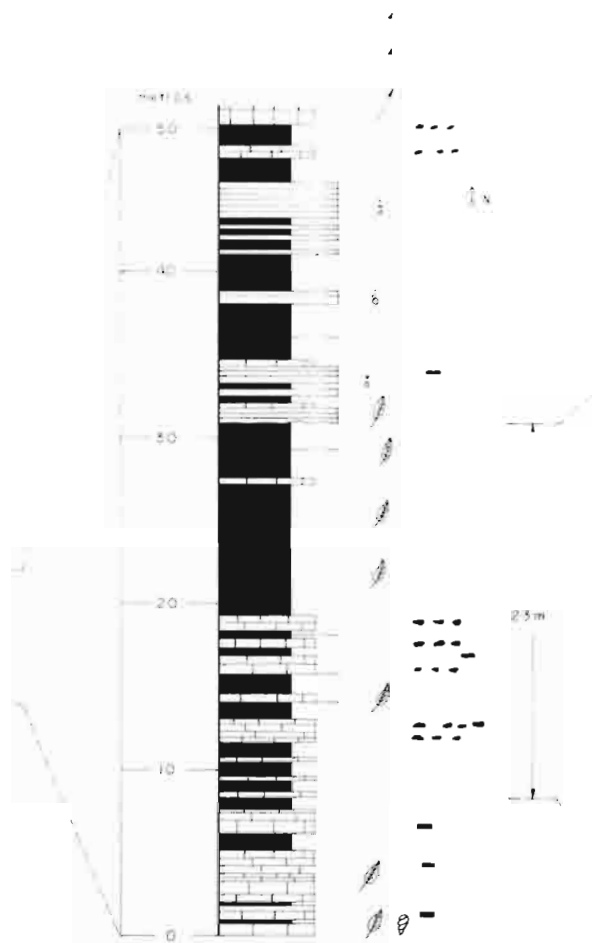
Fig. 2.1. Mapa geológico de la Cuenca del Embalse de Cénajo.



Fig. 2.3. Secciones de detalle de los tramos 1 y 2 de la columna del Cenajo (C1).



TRAMO 4 COL. CENAJO



DETALLE NIVELES DE AZUFRE



Fig. 2-4. Secciones detalladas del tramo 4 de la columna del Cenajo (C1).

2.1.1. COLUMNA «CENAJO», C1

La columna «**Cenajo**», se encuentra situada a 2 Km al norte de la cerra-da del Embalse del Cenajo (base, x: 607, y: 4249; techo, x: 607,5, y: 4249,3, fig. 2.1). Esta columna se ha representado de forma sintética en la figura 2.2, si bien, algunos de sus tramos se han tratado con mayor detalle en las figuras 2.3, 2.4 y 2.5. Esto es debido, bien a su especial importancia, o bien porque la calidad de los afloramientos ha permitido realizar un estudio más detallado. La potencia total es de 460 m, estando su base en contacto con las Facies Keuper, responsables, por halocinesis, de la verticalización del primer tramo (foto C1.1).

—**Tramo 1.** (fig. 2.3, foto C1.2). Está constituido por conglomerados de cantos angulosos, o poco redondeados, de dolomías jurásicas y cretácicas y, en menor proporción de cantos redondeados de cuarcitas procedentes de las Facies Utrillas. El centil supera los 30 cm, y los centiles de las capas son del orden de los 15 cm. Estas capas de conglomerados tienen comúnmente matriz arenosa y cemento calcáreo (micrítico). El espesor de las capas es decimétrico (30-60 cm) y la potencia total del tramo es de 60 m.

Las capas, sin organización interna aparente en los 30 primeros metros de la serie, son tabulares a escala de afloramiento, ocasionalmente con mucha matriz, en la que los cantos aparecen generalmente dispersos (**debris flow**). No obstante, se observa una cierta tendencia grano-creciente, probablemente debido al lavado de la parte superior de las capas, que da lugar a pavimentos de cantos a techo de las mismas. Sobre estos pavimentos se sitúan niveles de carbonatos o de margas, centimétricos, que los separan de la base de las capas siguientes.

Los niveles de areniscas y/o limos intercalados entre los conglomerados son litarenitas con predominio de granos de dolomía detrítica (clastos poli y monocristalinos) y de cuarzo. La granulometría es variable, de tamaño arena muy gruesa a limo fino. Presentan bioclastos dispersos resedimentados y, localmente, miliólidos.

—**Tramo 2.** (fig. 2.3). En tránsito gradual con el tramo anterior se pasa a las capas de areniscas de grano grueso con cemento calcáreo y lutitas con intercalaciones de microconglomerado y de margas. La potencia de las capas es decimétrica (10-30 cm) y la de este tramo es de 50 m.

Las areniscas muestran una composición similar a las intercaladas entre los conglomerados del tramo anterior aunque, en general, están más y lavadas, presentan cemento calcítico «**blocky**».

El cemento de las areniscas puede ser localmente silíceo, apareciendo entre las capas niveles ocasionales de **chert**.

Los cuerpos arenosos tienen geometría canalizada, y las lutitas y margas, intercaladas, se encuentran tanto laminadas como masivas. Hacia el techo del tramo tiene lugar una disminución paulatina de los niveles arenosos, en ocasiones con granoselección decreciente, a la vez que aumentan, en frecuencia y espesor, los de margas calcáreas y lutitas. La composición de estas margas es en muchos casos dolomítica y suelen incluir granos detríticos de tamaño limo. Contienen bioclastos marinos resedimentados, peloides finos y secciones de ostrácodos. Son frecuentes los niveles ricos en materia orgánica.

—**Tramo 3.** (fig. 2.4). La base de este tramo viene marcada respecto al tramo anterior, por un incremento sustancial de margas, así como por un aumento en la proporción de materia orgánica y restos de gasterópodos. A la vez disminuye la potencia y frecuencia de las capas de arenisca que pasan a ser niveles con bases erosivas intercalados en las margas. hacia la mitad del tramo se empiezan a reconocer yesos lenticulares y, más hacia el techo, pequeños nódulos de azufre. Las capas de margas están laminadas. La potencia es de 50 m.

Las microfacies de este tramo son variadas. Los niveles arenosos consisten en litarenitas de cuarzo y de fragmentos carbonáticos con abundante matriz, tanto calcítica como dolomítica. Los niveles carbonáticos son fundamentalmente dolomicritas, con laminación marcada por pasadas de terrígenos finos. Contienen algunos restos bioclásticos (ostrácodos y algunos fragmentos de carofitas). Los sulfatos que aparecen suelen corresponder a yesos lenticulares, cuando están englobados en niveles de margas y carbonatos, y a yesos fibrosos cuando aparecen rellenando grietas.

—**Tramo 4.** (fig. 2.4, foto C1.3). Este tramo viene caracterizado por la abundancia de nódulos de azufre relacionados con yesos laminares de estructura estromatolíticas. Con menor frecuencia, estos nódulos de azufre están también asociados a niveles de carbonatos.

El tramo está constituido por margas, calizas y yesos, con abundantes restos de materia orgánica y gasterópodos. Hacia él aparecen con mayor abundancia, niveles de areniscas. Los yesos presentan formas laminares, fibrosas y lenticulares. Las capas de marga y de caliza micrítica contienen abundantes restos de plantas y de gasterópodos. La potencia de estas capas, finalmente laminadas, es centimétrica. El espesor del tramo es de 60 m.

Las microfacies son variadas, en consonancia con el carácter heterolítico del tramo. Los niveles de carbonatos, tanto dolomías como calizas, consisten en micritas con peloides dispersos y con granos de terrígenos y bioclastos, en su mayor parte, resedimentados. Localmente las micritas engloban agregados arcillosos finos.

El yeso aparece, bien como relleno intersticial, bien rellenando grietas o discontinuidades, con textura fibrosa en la estratificación, o, bien, como mosaicos mesocristalinos de cristales xenomórficos. Estos mosaicos corresponden comúnmente a la recristalización de yesos laminares primarios.

Las areniscas, presentes en este tramo, con granulometría variable entre arena muy gruesa y arena fina, están compuestas por un alto porcentaje de fragmentos calcáreos (esencialmente dolomías) y cuarzo. Aparecen también, en algunos niveles, abundantes restos de fragmentos bioclásticos marinos, propios del Mioceno medio, que son indudablemente resedimentados. El cemento de las areniscas es calcítico aunque en muchos casos se yustapone con cemento yesífero.

—**Tramo 5.** (fig. 2.5). Este tramo, comienza con margas que presentan frecuentes intercalaciones de areniscas y niveles ocasionales de microconglomerado. Las margas y calizas contienen restos vegetales y se reconocen, asimismo, abundantes restos de gasterópodos en algunos tramos. Desde la base del tramo aparecen niveles de diatomeas, que se van haciendo más frecuentes y potentes hacia el techo la potencia total es de 55 m.

Se caracteriza, este tramo, por constituir una alternancia de ciclos de facies de 5 a 6 m de espesor, que se inicia con margas en la base y que, progresivamente se van haciendo más calcáreos hacia el techo de los ciclos. Las margas se encuentran laminadas y, dentro de cada ciclo, las capas de caliza pasan, de estar formadas por carbonatos laminados en la parte inferior y media, a bancos más masivos (20-30 cm), hacia el techo de los mismos.

—**Tramos 6 y 8.** (fig. 2.5, fotos C1.4, C1.5 y C1.6). Estos tramos están constituidos por niveles diatomíticos, finamente laminados, con mayor o menor proporción de carbonato y niveles silicificados. Están organizados en alternancias varvadas submilimétricas (0,20-0,30 mm) que intercalan capas finas (1-6 cm) silicificadas (porcelanitas). El espesor total de los tramos 6 y 8 es de 25 y 40 m, respectivamente.

Los niveles de margas diatomíticas se presentan en forma de alternancias de láminas milimétricas ricas en diatomeas (con ópalo A) y carbonato micrítico. La composición de estas láminas carbonáticas, así como del carbonato que aparece con las diatomeas, es fundamentalmente aragonito y calcita baja en Mg.

Las porcelanitas están constituidas por láminas finas de aragonito en alternancia con otras de calcita clara más gruesa. El ópalo, en este caso, ópalo C-T, se presenta como cemento, en uno y otro tipo de láminas.

El tipo de flora de diatomeas corresponde mayoritariamente a formas



Fotografía C1.1. Área de la cerrada del Embalse del Cenajo. Contacto mecánico entre facies Keuper y la serie miocena, la cual se presenta verticalizada en este punto. Al fondo, relieves mesozoicos que forman el borde de la cuenca.



Fotografía C1.2. Tramo inferior de la Columna del Cenajo (C1). Niveles tabulares de conglomerados interestratificados con lutitas laminares.

TRAMOS 5, 6 Y 8 COLUMNA CENAJO

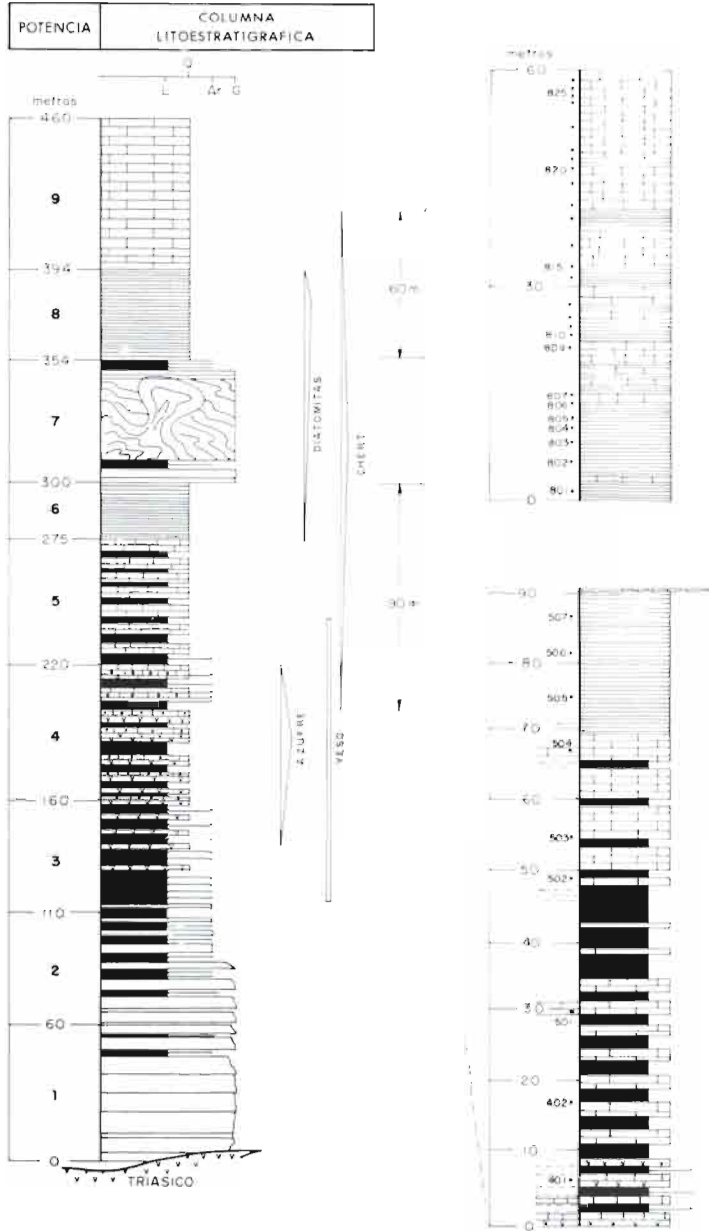
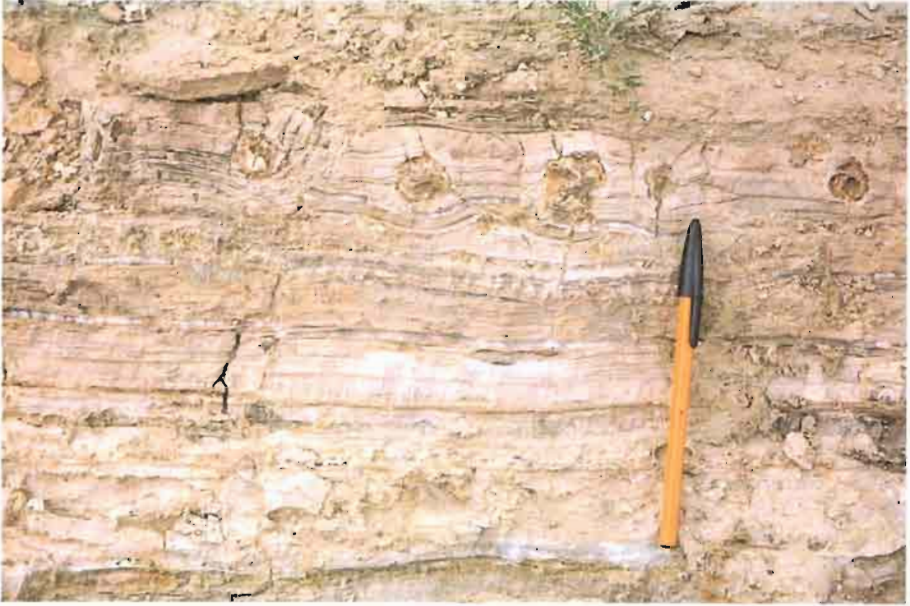


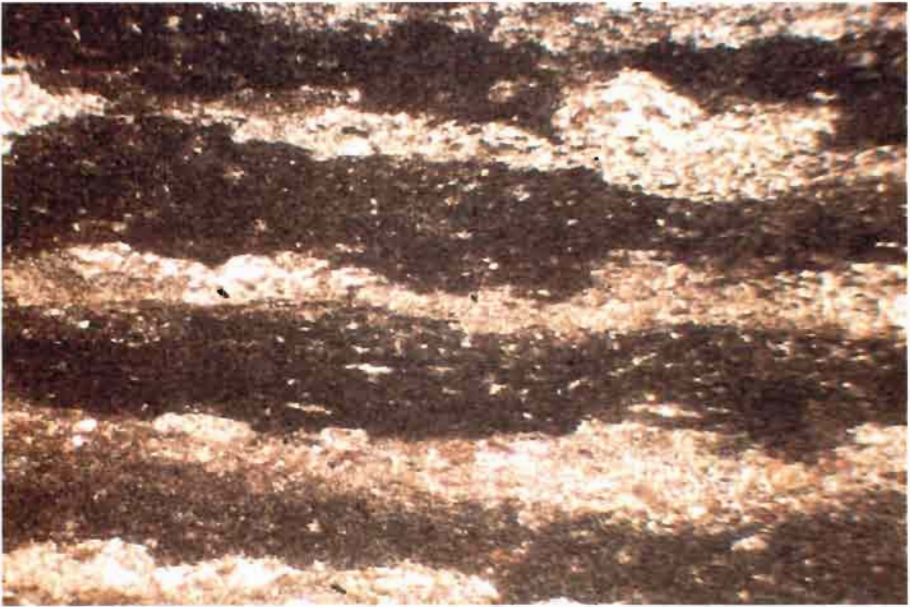
Fig. 2.5. Secciones de detalle de los tramos 5, 6 y 8 de la Columna del Cenajo.



Fotografía C1.3. Nódulos de azufre encajados en niveles de lutitas laminadas y yesos laminares y fibrosos. Tramo 4 de la Columna del Cenajo.



Fotografía C1.4. Repetición vertical de ciclos de margas diatomíticas y porcelanitas. Escala en parte inferior derecha. Tramo 8 de la Columna del Cenajo, junto a Casa de La Mina.



Fotografía C.1.5. Microfotografía de sedimento varvado diatomítico. Las láminas oscuras forman la base de los dupletes. Las láminas claras presentan fuerte acumulación de diatomeas. Tramo 8 de la Columna del Cenajo. N//, x55.



Fotografía C.1.6. Acumulación de diatomeas en láminas varvadas (detalle). Tramo 8 de la Columna del Cenajo. N//, x510.

plactónicas del género *Cyclotella*, que se presentan con diferentes tipos morfológicos (Serra y Peláez, 1972; Servant-Vildary, 1986). Aunque no se ha hecho un estudio sistemático de la asociación de diatomeas, en estos niveles ni en otros equivalentes de otras cuencas, parece existir un predominio de las formas arriba señaladas.

Los niveles diatomíticos contienen gran variedad morfológica de *Cyclotella*, y son a veces de gran pureza (más del 90% en sílice). Debido a esta concentración en las cuencas, se han desarrollado grandes explotaciones, especialmente situadas en el tramo 8 de la sección. Concretamente en la misma posición de esta columna se explotan ambos tramos por la compañía CEKESA.

Bellanca *et al.*, (1989), en un estudio petrográfico y geoquímico de estos niveles, pone de manifiesto cómo la dolomita anhedral, asociada a sulfatos, caracteriza los primeros niveles del techo del tramo (fig. 2.5).

Los valores de isótopos de Oxígeno (O_{18}) y de Carbono (C_{13}) indican ambientes más a menos restringidos, con alta evaporación. La precipitación de aragonito, en primer lugar, y posteriormente de calcita, se corresponde con una evolución ambiental de aguas cada vez menos concentradas en carbonatos (figs. 2.6 y 2.7). Estos cambios en las condiciones geoquímicas del lago, hacen pensar en una progresiva disminución de la evaporación, coincidente con un aumento de la lámina de agua, ligada probablemente a la subsidencia de la cuenca.

La evolución descrita, que se produce desde la base al techo de estos tramos, y que queda reflejada en la composición isotópica de los minerales de CO_3Ca , corresponde a las variaciones estacionales de la composición de las aguas continentales que afectan a la formación y diagénesis de los minerales que constituyen los carbonatos.

—**Tramo 7.** (figs. 2.2. y 2.5, foto C1.7). Está formado por capas del tramo 6, eslumpizadas. Estas facies son comunes en todas las cuencas y están situadas en la misma posición estratigráfica. Como veremos más adelante, en la cuenca de Camarillas-Las Minas, estos niveles eslumpizados fosilizan coladas volcánicas de edad $5,7 \pm 0,3$ M.A. En esta columna se han medido potencias superiores a los 40 cm de capas slumpizadas.

El tramo, de extensión regional, se inicia con capas de turbiditas, en las que se pueden reconocer secuencias de Bouma más o menos completas. La dirección de paleocorrientes, medida en los niveles de esta sección, tiene componente Sureste.

Las capas eslumpizadas, intracuencales, involucran también areniscas y conglomerados extracuencales. Es de interés señalar que el movimiento de estas capas tuvo lugar en una etapa cercana a la sedimentación, dando lugar a



Fotografía C1.7. Contacto entre parte superior del nivel eslumpizado (Tramo 7) y margas diatomíticas estratificadas horizontalmente (Tramo 8) de la Columna del Cenajo. Punto próximo a la Casa de Las Minas.

la nucleización de la sílice contenida en el sedimento, durante la slumpización de las capas.

Las microfacies de este tramo, dado que hay resedimentación, son en todo similares a las del tramo infrayacente, es decir, margas diatomíticas y carbonatos laminados. Los cuerpos de arenisca incluidos corresponden a litarrenitas con abundantes fragmentos dolomíticos.

—**Tramo 9.** (figs. 2.2. y 2.5). Está constituido por calizas en bancos finos (2-10 cm) y niveles de diatomita en la base, evolucionando a bancos masivos (20-30 cm) hacia el techo. Contienen restos de gasterópodos y de peces. Son frecuentes también «**mud cracks**» y pedotubulos, en el techo de las capas. El espesor total es superior a los 60 m.

Este tramo se organiza cíclicamente en secuencias de 4 a 6 cm. La base de estas secuencias corresponden a bancos finos de carbonatos laminados que, hacia el techo, van aumentando de potencia a la vez que se hacen más masivos, para terminar, con bancos masivos de caliza.

Las microfacies de las calizas consisten en micritas algo fosilíferas (ostrácodos, gasterópodos) y pelmicritas. En general estas últimas destacan en los afloramientos por su menor resistencia a los agentes erosivos.

2.1.2. COLUMNA «BARRANCO CEKESA», C2

La columna «**Barranco CEKESA**» se encuentra a doscientos metros más al norte que la anteriormente descrita (fig. 2.1). Esta columna se ha sintetizado en la figura 2.6. La potencia total es de 100 m y la base aparece en contacto mecánico con las Facies Keuper.

—**Tramo 1.** (fig. 2.6). Está constituido por conglomerados y areniscas, en capas centimétricas, calizas y margas. La potencia total es de 60-65 m.

El tramo se inicia con alternancias de margas y margocalizas que intercalan niveles silicificados y yesos lenticulares (enrejados) con restos de plantas y nódulos de azufre ocasionales. Hacia la mitad del tramo disminuye la potencia de los niveles margosos a la vez que aumentan los niveles de carbonatos, generalmente dolomicritas y pelmicritas laminadas y de conglomerados.

Las areniscas son de grano medio a grueso (500-700), con bases erosivas, geometría lenticular, a escala de afloramiento, y espesor de 1 a 4 cm. Presentan numerosas estructuras de escape de fluidos (secuencias tipo 1a).

Los conglomerados tienen bases erosivas, siendo la potencia de las capas del orden de 4 a 20 cm y los centiles de los clastos entre 8 y 13 cm. Los niveles arenosos pasan a ser milimétricos y están asociados, con estratificación lenticular, a las margas intercaladas entre las capas de conglomerados (secuencias tipo 1b).

El tramo termina con un aumento sustancial de los niveles de conglomerados (secuencias 1c), con potencias centimétricas (5-10 cm), y areniscas en capas finas de grano grueso (700-1000). Los carbonatos están laminados y los niveles de margas vuelven a ser más potentes a techo. La presencia de materia orgánica, en esta última parte del tramo, es escasa.

—**Tramo 2.** (fig. 2.6). Está constituido por calizas y conglomerados, intercalados en margas y margo-calizas con niveles de diatomitas. La potencia total es del orden de 30-35 m.

En la parte inferior, son características las secuencias tipo 2a, formadas por niveles centimétricos de conglomerados (1 a 3 cm) y margas, sobre los que se situán calizas micríticas (10-20 cm), estratificadas en capas centimétricas. Hacia el techo, los carbonatos están finamente laminados y contienen restos de caparazones de diatomeas, siendo relativamente abundantes los niveles silicificados de espesor centimétrico (1 a 5 cm).

En la parte media las secuencias más frecuentes son del tipo 2b, terminando, generalmente, con carbonatos laminados que contienen restos de caparazones de diatomeas. Con frecuencias falta el tramo margoso.

La parte superior del tramo se caracteriza por la presencia constante de carbonatos laminados y diatomitas, formando secuencias tipo 2c. En general constituyen capas centimétricas, formadas a su vez por varvas (0,03-0,06 mm), que en conjunto se ordenan en ciclos de orden métrico (1-3 m). Estas facies están siendo actualmente explotadas, en esta zona, por la compañía CEKESA.

2.1.3. COLUMNA «CASA DE LOS ARRAYANES», C3

Esta columna estratigráfica se ha levantado en el barranco que discurre desde las Casas de los Arrayanes hasta el río Mundo, en el tramo de dirección norte-sur (base cercana al río Mundo, x: 609,7, y: 4249; techo, x: 609,5, y: 4250). La serie estratigráfica se ha representado esquemáticamente en la figura 2.7. La base no es visible por estar cubierta por la segunda terraza del río Mundo; sin embargo, siguiendo el curso del río, aguas abajo afloran calizas biocalcareónicas de edad Tortoniense. El espesor de la serie, es de 160 m.

—**Tramo 1.** (fig. 2.7, foto C3.1). Está constituido por bancos gruesos de areniscas que hacia el techo presentan intercalaciones de margas y, ocasionalmente, niveles de microconglomerados. La potencia total es de 23 m.

Las areniscas generalmente son de grano fino a medio y, de manera ocasional, de grano grueso. Petrográficamente corresponden a litarenitas de cuarzo con fragmentos carbonáticos abundantes bioclastos resedimentos. El cemento, cuando existe, es calcáreo.

Las bases de las capas suelen ser erosivas, presentando granoselección decreciente. No obstante, son frecuentes las capas de arenisca con base plana y gran continuidad lateral. La potencia de estas capas es centimétrica.

Las margas son de tonos claros, frecuentemente laminadas y con pasadas finas de arenas (foto C3.2). Intercalan niveles silicificados centimétricos. La potencia de las capas de margas puede llegar a ser métrica.

Los niveles de microconglomerados, con matriz margosa, son de potencia centimétrica (4-10 cm) y centiles próximos a los 3 cm.

—**Tramo 2.** (fig. 2.7). Está constituido por margas con niveles de margo-calizas y dolomías, sílex y pasadas de areniscas y conglomerados en capas muy finas (centimétricas). Hacia el techo son abundantes los cristales de yeso diagenético. Los carbonatos corresponden a dolomicritas y pelmicritas. La potencia de este tramo es de 24 m.

CASA DE LOS ARRAYANES C3

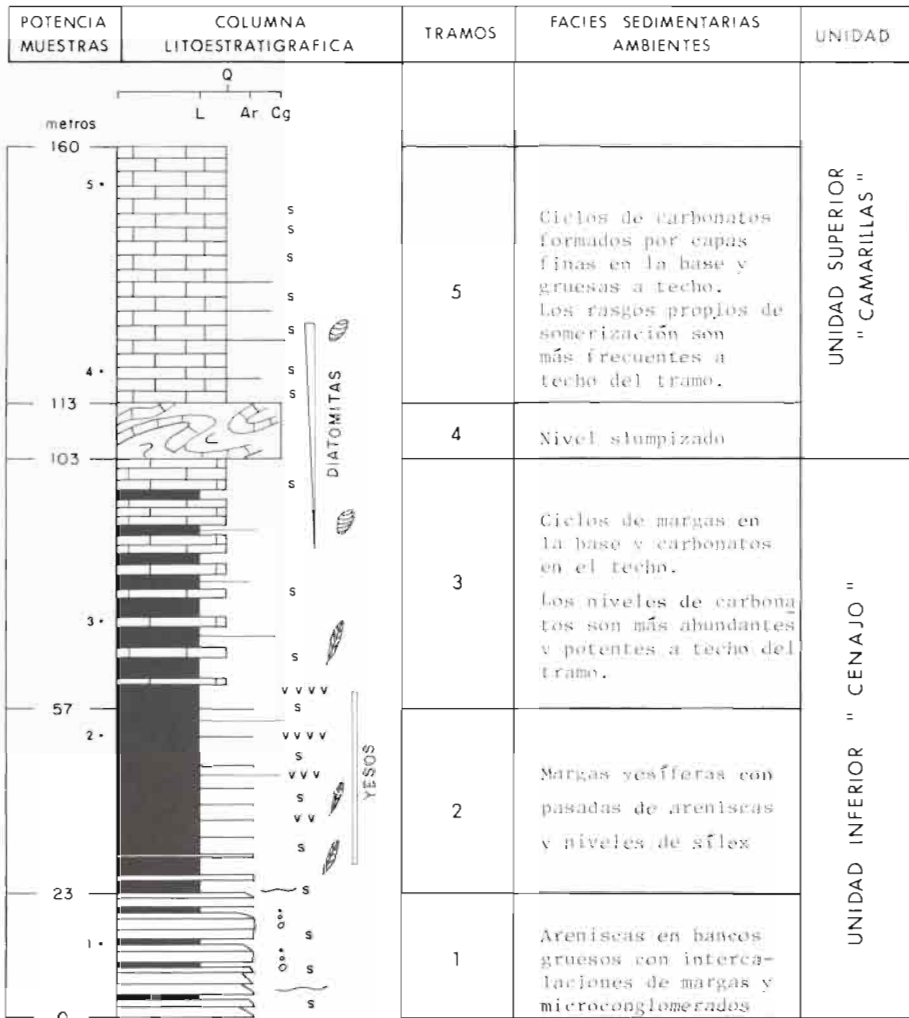


Fig. 2.7. Columna litoestratigráfica de la sección de Casa de Los Arrayanes.



Fotografía C.3.1. Bancos gruesos de areniscas, con niveles de geometría canalizada correspondientes a facies proximales de abanico aluvial. Área de Casa de Los Arrayanes.



Fotografía C.3.2. Niveles finos lateralmente continuos de arenas intercalados entre lutitas a grandes rasgos laminadas. Sección de Casa de Los Arrayanes.

—**Tramo 3.** (fig. 2.7). Está constituido por secuencias de marga-caliza, con niveles de diatomita hacia el techo del tramo. La potencia total es de 55 m.

En la parte inferior del tramo las secuencias están predominantemente constituidas por margas, mientras que hacia el techo, van haciendo más calcáreas hasta que aparecen niveles de margo-calizas y calizas, constituidas por carbonatos laminados.

Estas secuencias, de orden métrico (6-8 m), intercalan niveles arenosos y conglomeráticos centimétricos, menos abundantes a techo del tramo. En este mismo sentido, en cada una de estas secuencias, las capas de margas, van siendo menos potentes, a la vez que las capas de caliza son de mayor espesor, formando en conjunto una megasecuencia estrato y granodecreciente respecto a los terrígenos. Ya, hacia el techo del tramo, en las últimas secuencias, las calizas presentan niveles cada vez más diatomíticos.

—**Tramo 4.** (fig. 2.7). Está constituido por capas eslampizadas formadas por carbonatos y margas, procedentes del tramo anterior, y por cantos de dolomías y cuarcitas, extracuencales. Representan «**debris flow**» que rellenan cicatrices erosivas del tramo subyacente (**scar**). La potencia total de este tramo es de 10-15 m.

Pueden observarse además estructuras sedimentarias similares a las de canales de alta sinuosidad, en los sistemas fluviales. Este tipo de estructuras se han estudiado con detalle en la cuenca de Camarillas-Las Minas, en los tramos correspondientes de las columnas CM4 y CM6.

—**Tramo 5.** (fig. 2.7). Está constituido por litologías análogas a las descritas para el tramo 3, y tiene una potencia total de 50 m. El techo de la serie, está erosionado y fosilizado por capas de conglomerados, pertenecientes a abanicos aluviales más modernos.

La base del tramo se caracteriza por secuencias similares a las del techo del tramo 3, casi como una continuidad sedimentaria del mismo. Estas secuencias evolucionan en la vertical perdiendo, hacia la mitad del tramo, los niveles de diatomita y las intercalaciones de marga, cada vez más finas, y los niveles de microconglomerados y areniscas (litarenitas de cuarzo y fragmentos calcáreos).

Por otra parte, las intercalaciones de los niveles de sílice aumentan en relación al tramo 3, formándose porcelanitas, y apareciendo intercaladas entre las capas de caliza y de diatomita de las secuencias del techo del tramo 5.

Petrográficamente, los carbonatos corresponden a micritas, algo fosilíferas (ostracodos, gasterópodos y muy localmente caraceas), que intercalan algunos niveles de pelmicritas y pelsparitas. La composición es esencialmente

RAMBLA BLANCA C4

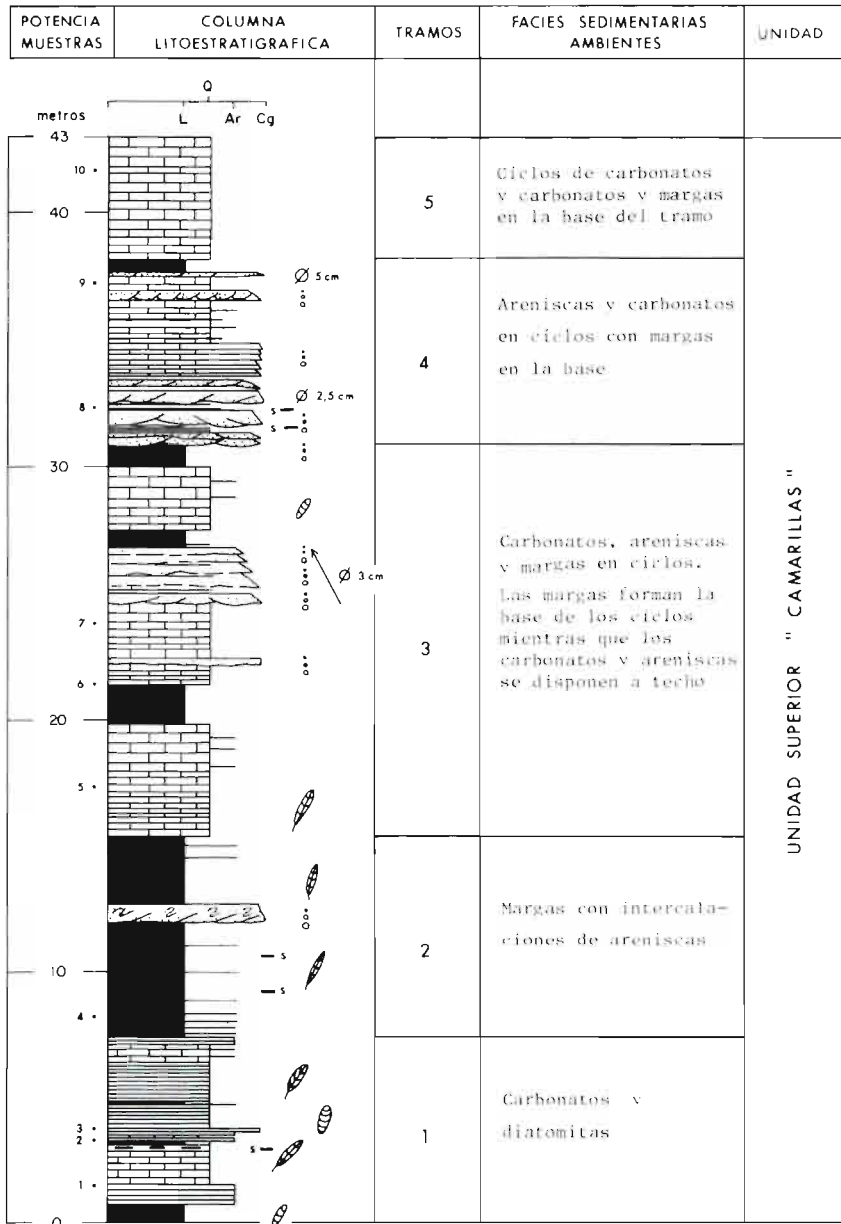


Fig. 2.8. Columna litoestratigráfica de la sección de Rambla Blanca (C4).

calcita, baja en Mg, aunque se reconoce también aragonito, particularmente en los niveles inferiores del tramo. La parte superior está dominada por capas de caliza, a veces carbonatos laminados, de 20 a 30 cm de espesor.

2.1.4. COLUMNA «RAMBLA BLANCA», C4

La base de la columna se sitúa en el borde del centro norte del vaso del Embalse del Cenajo, en la margen izquierda (base, x: 601,5, y: 4249,0; techo, x: 601,7, y: 4249,2), concretamente en la confluencia de la Rambla Blanca con el embalse. La columna se ha representado sintéticamente en la figura 2.8. La potencia total es de 43 m.

—**Tramo 1.** (fig. 2.8). Está constituido por calizas y margas diatomíticas con intercalaciones de areniscas y de niveles de sílex. El espesor del tramo es de 8 m.

Las calizas, en estratos centimétricos (2-3 cm), están formadas por carbonatos de textura granuda, intraclástica y peletoidal.

Además de estos aloquímicos, son abundantes los oolitos con láminas superficiales (comúnmente una lámina) de carácter radial. Asimismo hay carbonatos, en bancos finos (pelmicritas y micritas) que contienen numerosos niveles con un alto contenido en esqueletos de diatomeas.

Las margas, de tonos grises, tienen aspecto detrítico y numerosas conchas de gasterópodos y fragmentos de tallos de plantas.

Los niveles de areniscas, de grano grueso (700-1000), están formados por capas decimétricas (10 a 20 cm), cuya geometría, a escala de afloramiento, tiene base plana y techo ligeramente convexo. La tendencia general es estrato y granocreciente.

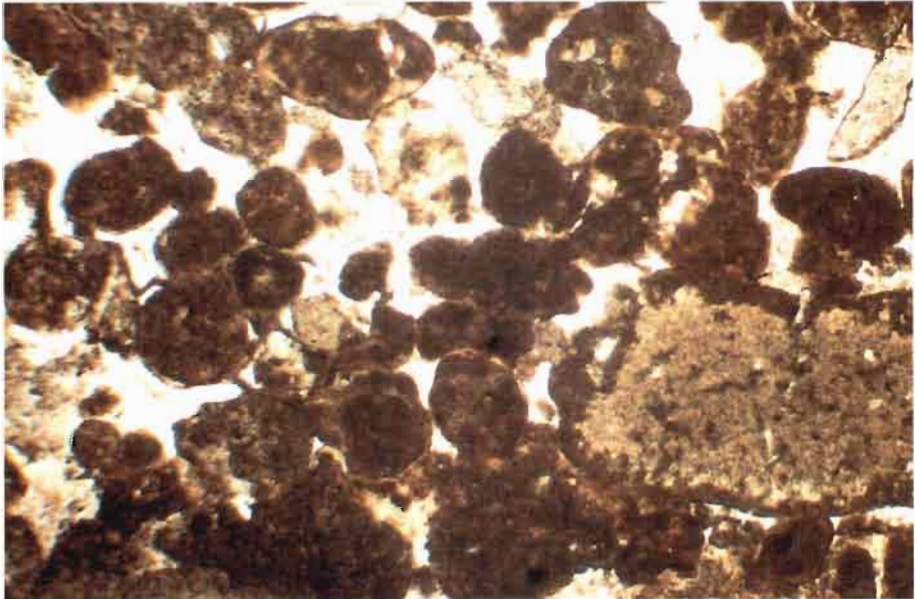
—**Tramo 2.** (fig. 2.8). La primera mitad del tramo está constituida mayoritariamente por margas con intercalaciones de capas centimétricas de calizas y areniscas, estas últimas estratificadas en finas láminas entre las que es frecuente encontrar niveles silicificados de escasa potencia.

Hacia la mitad del tramo existe un nivel métrico integrado a su vez por niveles calcáreos arenosos y margosos, removilizados, con organización interna grano-decreciente (foto C4.1).

En la segunda mitad, son muy frecuentes los niveles margo-calcáreos que llegan a dominar sobre los margosos, dando paso al siguiente tramo mediante finas pasadas de areniscas. Estas areniscas están formadas en su mayoría por extraclastos calcáreos (en parte bioclastos resedimentados), intraclastos, peloides



Fotografía C4.1. Tramo enterolítico dentro de la Columna de Rambla Blanca (Tramo 2), constituido por pasadas laminares (turbiditas) de gravas finas y arenas, margas y carbonatos tableados.



Fotografía C4.2. Intraesparita con mezcla de extraclastos. Obsérvese el grado bastante alto de redondeamiento y la presencia de cemento silíceo. Serie de Rambla Blanca. N^o, x55.

y oolitos (foto C4.2). Son también abundantes los niveles silicificados y los restos de plantas y conchas de gasterópodos. La potencia es de 8 m.

—**Tramo 3.** (fig. 2.8). Este tramo está formado por finas capas de calizas (2 a 6 cm), con intercalaciones de margas y areniscas, que contienen abundantes restos de plantas y de gasterópodos. La potencia del tramo es de 16 m.

Los carbonatos tienen, frecuentemente, textura granular, dominando las microfacies de pelmicritas muy finas.

Las margas están finamente laminadas, son de tonos grises y contienen abundantes restos de materia orgánica y gasterópodos.

Las areniscas se encuentran estratificadas en capas de 10 a 30 cm, tienen geometría planoparalela, con base plana, y frecuentemente aparecen amalgamadas, con ordenación interna granodecreciente. Es frecuente reconocer en las capas de areniscas laminación cruzada en surco y paralela.

—**Tramo 4.** (fig. 2.8). Está formado por una alternancia de capas de areniscas y de calizas, con una potencia total de 6 m.

Las areniscas son de grano grueso, con centiles que varían entre 2 y 6 cm. Presentan bases erosivas y laminación cruzada en surco. Petrográficamente son litarenitas de fragmentos carbonáticos, esencialmente intraclastos retrabajados. El cemento que presentan suele ser carbonático y, ocasionalmente, silíceo.

Las capas de carbonatos están formadas por micrita arenosa, en parte pelotoidal y bioclástica (ostrácodos), y son más abundantes hacia el techo del tramo.

—**Tramo 5.** (fig. 2.8). Está constituido por capas de pocos centímetros de espesor (2-10 cm), de carbonato deleznable, con intercalaciones de margas grises, estratificadas en capas de 10 a 20 cm y pasadas de delgados niveles de areniscas (1-2 cm). La potencia del tramo es de 6 m.

La textura de las capas calizas tiene aspecto pelotoidal y están constituidas por fangos calcáreos (pelmicritas). Son abundantes los fragmentos de tallos de plantas y las conchas de gasterópodos.

2.1.5. COLUMNA «RAMBLA BLANCA NORTE», C5

Esta columna está situada 800 m al Norte de la anterior. La potencia total es de 52 m.



Fotografía C5.1. Nivel eslampizado bien definido entre carbonatos y margas diatomíticas. Serie de Rambla Blanca.

—**Tramo 1.** (fig. 2.9, foto C5.1). Este tramo está constituido por materiales carbonáticos, margosos y silíceos, eslampizados, entre los que predominan las margas calcáreas con textura micrítica y con bioclastos dispersos (esencialmente ostrácodos). Dentro de este tramo se identifican cuatro niveles, separados entre sí por cicatrices erosivas muy netas. La potencia total es de 10 a 12 m.

El primer nivel, de entre 1 y 3 m de espesor, está constituido por capas de margas y calizas con abundantes restos de plantas.

El segundo nivel, de espesor análogo al infrayacente, es fundamentalmente calcáreo con presencia de sílex. Su estructura interna es de antiformal volcadas cuyos planos axiales, inclinados, presentan ángulos próximos a 30° , que indican una dirección de movimiento con componente Sur.

El tercer nivel del **slumping** es algo menos potente (1 a 2 m) que los anteriores y está constituido por capas bien definidas de carbonatos y de niveles de sílex, dentro de una masa margosa. Las cicatrices erosivas que limitan esta parte del **slumping**, y la geometría en antiformal de las capas, sugieren igualmente una dirección de componente Sur, apuntando hacia el centro de la cuenca.

Por último, el nivel superior conserva mejor que los anteriores la estratificación de las capas de caliza. No obstante, presenta claros «scars» y fallas internas que indican, como en los niveles inferiores, movimiento hacia el centro de la cuenca.

—**Tramo 2.** (fig. 2.9). Está constituido por capas de calizas y margas, finamente laminadas, organizadas en secuencias de 3 a 6 m, de marga-caliza, indicadoras de los ciclos de retracción del lago. Hacia el techo, la parte basal de las secuencias se hace margo-calcárea, para llegar a ser finalmente de calizas estratificadas en capas decimétricas (10 a 20 cm). La potencia total del tramo es de 24 m.

En el techo de los ciclos, ya sean más margosos o más calizos, y especialmente hacia el techo del tramo, se encuentran niveles con caparazones de diatomeas, de pureza superior al 30%, así como restos de plantas y acumulaciones de gasterópodos.

Las margas y margocalizas presentan textura micrítica y contienen restos de filosilicatos heredados y granos dispersos de arena fina. Los niveles diatomíticos (varvados) muestran alternancia de pasadas submilimétricas de filosilicatos y diatomitas con carbonato micrítico.

—**Tramo 3.** (fig. 2.9). Constituye un nivel eslumpizado de características similares a las del tramo 1. Presenta dos cicatrices erosivas internas que dividen el tramo en tres partes con un espesor próximo a los 2,5 m cada una. Las capas que integran este tramo están replegadas y dan pequeñas antiformalas cuyos planos axiales indican un sentido de deslizamiento sur, es decir, hacia el centro de la cuenca.

—**Tramo 4.** (fig. 2.9). Este tramo está constituido por calizas y margas con abundantes restos de gasterópodos y niveles de diatomitas. El espesor total es de 16 m.

Las capas de margas, o margo-calizas, y las de calizas, están ordenadas, como en el tramo 2, en secuencias indicadoras de los ciclos de retracción del lago. Las secuencias terminan con calizas estratificadas, en capas de 1 a 20 cm. Los niveles de diatomitas, con frecuencia relativamente potentes, se intercalan generalmente a techo de las secuencias.

2.1.6. COLUMNA «ESTE CASA DE LA MINA», C6

Esta columna se encuentra situada aguas abajo de la cerrada del embalse

de Cenajo, a 1500 m al Este de la Casa de la Mina (base, $x = 609,8$ y $y = 4249,5$; techo, $x = 609,5$ y $y = 4249,5$). La potencia es de 42 m.

—**Tramo 1.** (fig. 2.10). Está constituido por conglomerados, areniscas y margas, discordantes sobre bioalcarenitas del Mioceno marino. La potencia total es de 5,6 m.

Los conglomerados, de cantos de cuarcita extracuencales, aparecen desorganizados en una matriz arenosa («**debris flow**»). En conjunto forman dos subtramos de 2 m de espesor cada uno, separados por margas terminando, a techo, con niveles de arenisca, de grano medio a grueso, y espesor decimétrico (10-20 cm).

—**Tramo 2.** (fig. 2.10). Está constituido por calizas y margas organizadas en secuencias marga-caliza, correspondientes a los ciclos de retracción del lago. La potencia total de este tramo es de 14 m.

Las margas son oscuras en los primeros metros y contienen abundante materia orgánica, carbonosa, correspondiente a restos de plantas. La microfacies de estas margas muestra la presencia de agregados arcillosos, en parte cementados por carbonato microcristalino con abundante materia orgánica diseminada.

Las calizas contienen, también, restos de plantas, raíces, tallos, etc., que le dan características carbonosas. Al microscopio, presentan una estructura muy irregular con abundantes envueltas algales que tapizan los huecos. La composición es de micritas y pelmicritas/pelsparitas. Se observan restos de ostrácodos y carofitas.

Hacia el techo se va perdiendo el contenido en materia orgánica hasta llegar a los ciclos de margas y calizas del tramo superior. Estos niveles, con abundantes lignitos, se han atribuido a un medio palustre de la margen del lago.

La posición de estos niveles, dado que los tramos eslumpizados en este mismo punto, se encuentran a unos 40 m por encima del techo de la columna, se corresponde con la de los niveles de alta proporción en materia orgánica de otras columnas (ej. techo del tramo 4 de la columna Cenajo 1) siendo, a su vez, la base de los ciclos de retracción más inferiores.

—**Tramo 3.** (fig. 2.10). Está constituido por calizas y margas organizadas en secuencias de espesor variable entre 3 y 8 m, siendo la potencia total del tramo de 23 m.

Las margas, de tonos claros, contienen restos de plantas y gasterópodos y evolucionan, en la vertical, a margo-calizas hasta llegar a las calizas que constituyen el techo de las secuencias.

Las calizas comienzan en capas finas, terminando en capas gruesas decimétricas (10 a 20 m). La estructura interna corresponden a un limo carbonatado con laminaciones. Las margocalizas y calizas corresponden a biomieritas finamente laminadas con abundantes oogonios y tallos de carofitas orientadas siendo también frecuentes secciones de ostrácodos y gasterópodos. En ocasiones estas biomieritas tienen una ordenación casi varvada. Por el contrario, las calizas, en bancos masivos, presentan microfacies de micritas fosilíferas homogéneas.

Hacia la mitad del tramo se intercala un nivel de bloques, de gran tamaño (2 a 3 m³), con escasa matriz, lo que da lugar a que los bloques estén en contacto unos con otros. Este nivel se ha interpretado como el producto de una actividad sísmica de pequeña magnitud, cuyo resultado fue la ruptura y resedimentación de varias capas, prácticamente **in situ**.

2.1.7. SÍNTESIS DE LA CUENCA DEL EMBALSE DEL CENAJO

Como ya se ha indicado los sedimentos lacustres que rellenan esta cuenca, se disponen en discordancia angular y erosiva sobre materiales de edad jurásica, cretácica y del terciario marino.

Paralelamente a la formación de la Cuenca, o inmediatamente después, tuvo lugar la sedimentación, en sus márgenes, de pequeños abanicos deltáicos y de abanicos aluviales, relacionados con las elevaciones circundantes. El resultado de estos procesos sedimentarios fue la profusión de capas de conglomerados y areniscas con componentes extracuencales (columna C3).

La resedimentación de estos materiales por corrientes de turbidez, originó la mayor parte de las capas de conglomerados y areniscas turbidíticas de la columna C1, tramos 1 y 2. Estas capas, verticalizadas por halocinesis de las Facies Keuper, se encuentran discordantes debajo de los tramos superiores que presentan buzamientos próximos a los 25°.

No obstante el paso entre la sedimentación predominantemente turbidítica, indicadora de cierta inestabilidad en la cuenca, y la sedimentación de carbonatos y margas indicadora de estabilidad, es progresivo. Se inicia así la sedimentación masiva de capas finas, lacustres **sensu stricto**, organizadas en secuencias métricas como las descritas en el tramo 3 de las columnas C6 y C1.

Esta **primera etapa** termina con una clara tendencia a la desecación del lago, sin llegar a que esto suceda, dadas las evidencias sedimentológicas y petrológicas (estromatolitos, desarrollo de yesos lenticulares en capas dolomíticas, evolución isotópica, etc.).

Posteriormente se inicia una **segunda etapa** que comienza por nuevas

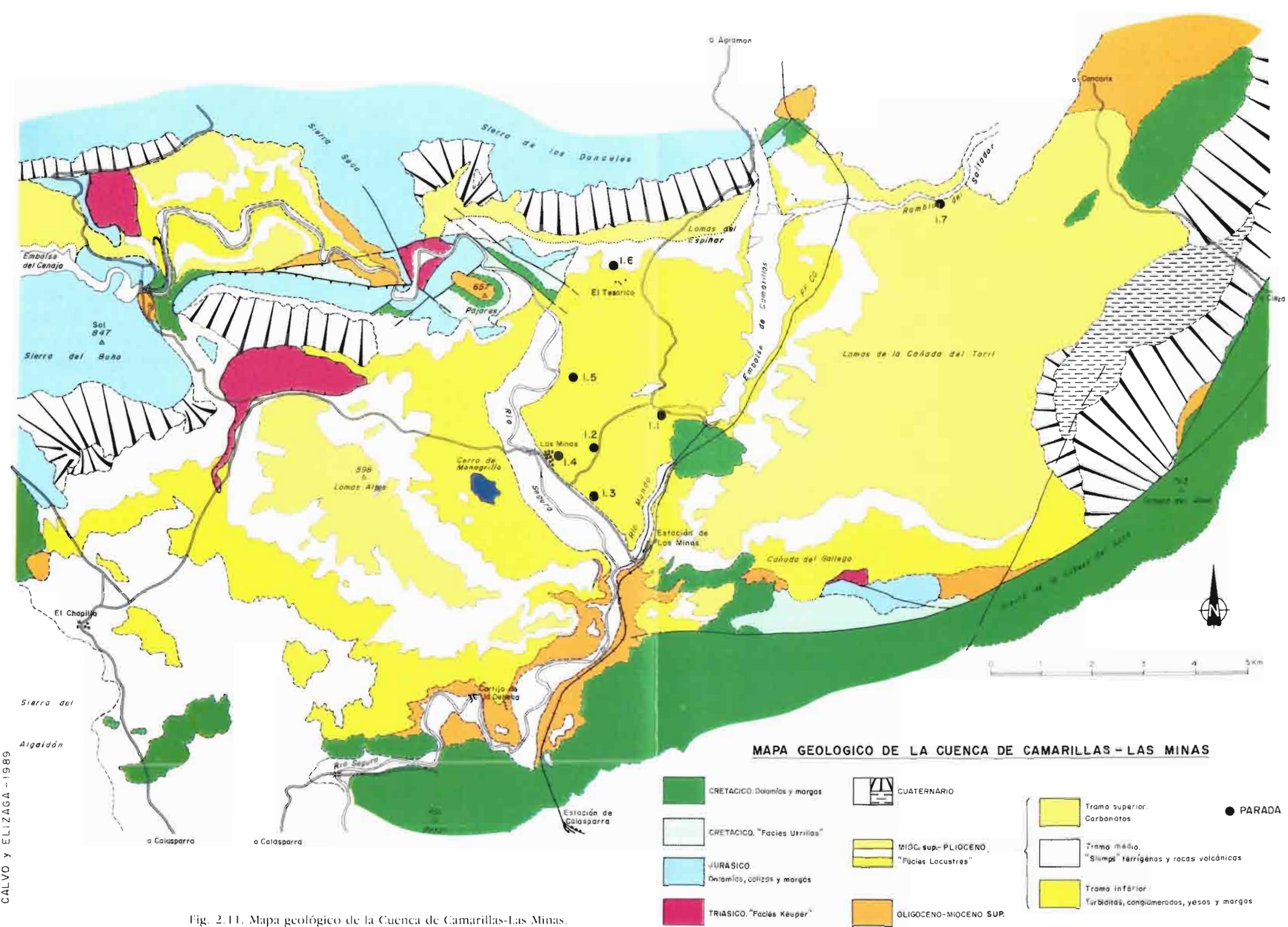


Fig. 2.11. Mapa geológico de la Cuenca de Camarillas-Las Minas.

CALVO y ELIZAGA - 1989

entradas de siliciclásticos (extracuencales) señaladas en las columnas C2, tramo 1, y C1, tramo 4, dando paso a la progresiva elevación del nivel de agua hasta que llega a alcanzar su mayor profundidad. Esto, lo demuestra la existencia masiva de diatomeas, cada vez más abundantes, hacia el techo de los tramos 3, 5 y 3 de las columnas C2, C1 y C3, respectivamente.

Cuando la concentración de diatomeas era mayor, y coincidiendo probablemente con el momento de mayor profundidad del lago debió tener lugar un evento sísmico regional que trajo como consecuencia la eslampización de parte de los sedimentos depositados previamente. Este evento sísmico, seguramente asociado al volcanismo regional, ha permitido dividir la sedimentación en dos grandes unidades cartográficas.

La unidad inferior, que corresponde a las dos etapas de la formación de las cuencas analizadas, se ha denominado **Unidad Inferior Cenajo**. La superior, que se corresponde igualmente con dos etapas en la evolución de la cuenca, la hemos denominado **Unidad Superior Camarillas**. Ambas se ha reconocido en las otras cuencas estudiadas.

La **Unidad Camarillas** comienza con la sedimentación de las capas eslampizadas que conforman la base de la **tercera etapa**, y termina con la «normalización» de la sedimentación en la cuenca depositándose, por tanto, facies similares a las de la etapa anterior. Sólo al final de esta etapa los techos de los ciclos aparecen con grietas de retracción y pedotúbulos, anunciando una fuerte tendencia a la somerización.

La **cuarta etapa**, y última, corresponde a la sedimentación de niveles de carbonatos, depositados durante las elevaciones y descensos relativos del nivel del lago. Se producen momentos de desecación, como indican las grietas de retracción y la profusión de capas endurecidas en los techos de los ciclos (columna C1, tramo 9).

Finalmente tiene lugar un levantamiento regional que origina la erosión de los últimos depósitos lacustres y su fosilización por sistemas de abanicos aluviales. Los materiales conglomeráticos originados se superponen en discordancia angular sobre las capas lacustres más modernas, como puede apreciarse en los techos de las columnas C1 y C3.

2.2. SISTEMAS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA «EMBALSE DE CAMARILLAS-LAS MINAS»

Esta cuenca tiene unos 220 Km² de extensión superficial con su eje

principal, de 20 Km, orientado Este-Oeste. En el Centro-Sur de la cuenca confluyen el río Segura y el río Mundo, cerca de la población de Las Minas, aguas abajo del Embalse de Camarillas, como puede observarse en la figura 2.11. (Mapa geológico de la Cuenca de Camarillas-Las Minas).

Los sedimentos lacustres se encuentran discordantes sobre materiales jurásicos (Lías-Dogger), cretácicos, y del terciario marino. Cerca de la margen derecha del río Segura, en la parte central de la cuenca, frente a la población de Las Minas se encuentra el cerro Monagrillo (fotos CM1.1 y CM1.2), formado por materiales volcánicos de composición lamproítica, datados mediante K-Ar en $5,7 \pm 0,3$ m.a. (Bellón *et al.* 1981). Estos materiales han sido fosilizados por parte de la serie que compone la sedimentación lacustre de esta cuenca.

Estructuralmente, los depósitos continentales lacustres se han sedimentado sobre una estructura previa bastante compleja y complicada, posteriormente, por los movimientos halocinéticos de las evaporitas de las Facies Keuper, influyendo de manera constante en la evolución sedimentaria de esta cuenca.

2.2.1. COLUMNA «CASAS DEL TESORICO», CM1

Esta columna estratigráfica se ha levantado al Sur de la Sierra de Los Donceles, al Oeste de las Casas del Tesorico, partiendo del barranco que corta la mayor parte de la sucesión lacustre, (base, $x = 615,7$ y $y = 4247,5$; techo, $x = 616$ y $y = 4248,5$). La situación geográfica de la columna se ha señalado en el Mapa Geológico de la figura 2.11, y representado gráficamente en la Figura 2.12. En esta zona la serie buza 25° hacia el Norte, está muy poco cubierta y tiene una potencia total de 478 m.

—**Tramo 1.** (figs. 2.12 y 2.13). Está constituido por conglomerados, areniscas, margas y porcelanitas, con un espesor total próximo a los 100 m. El tramo termina en areniscas con estructuras de tipo **hummocky**.

Las areniscas, con estructura interna de capas turbidíticas, limitadas por planos paralelos, presentan una composición mixta con granos de siliciclásticos y de carbonatos.

Los conglomerados son de cantos de muy diverso tamaño, y en su mayoría provienen de la erosión de las Facies Utrillas. No obstante, presentan cantos de areniscas del Mioceno marino, de dolomías del Jurásico, de calizas intracuencales y de rocas volcánicas.

Dentro de los conglomerados se identifican los siguientes tipos de facies:

CASAS DE TESORICO CM1

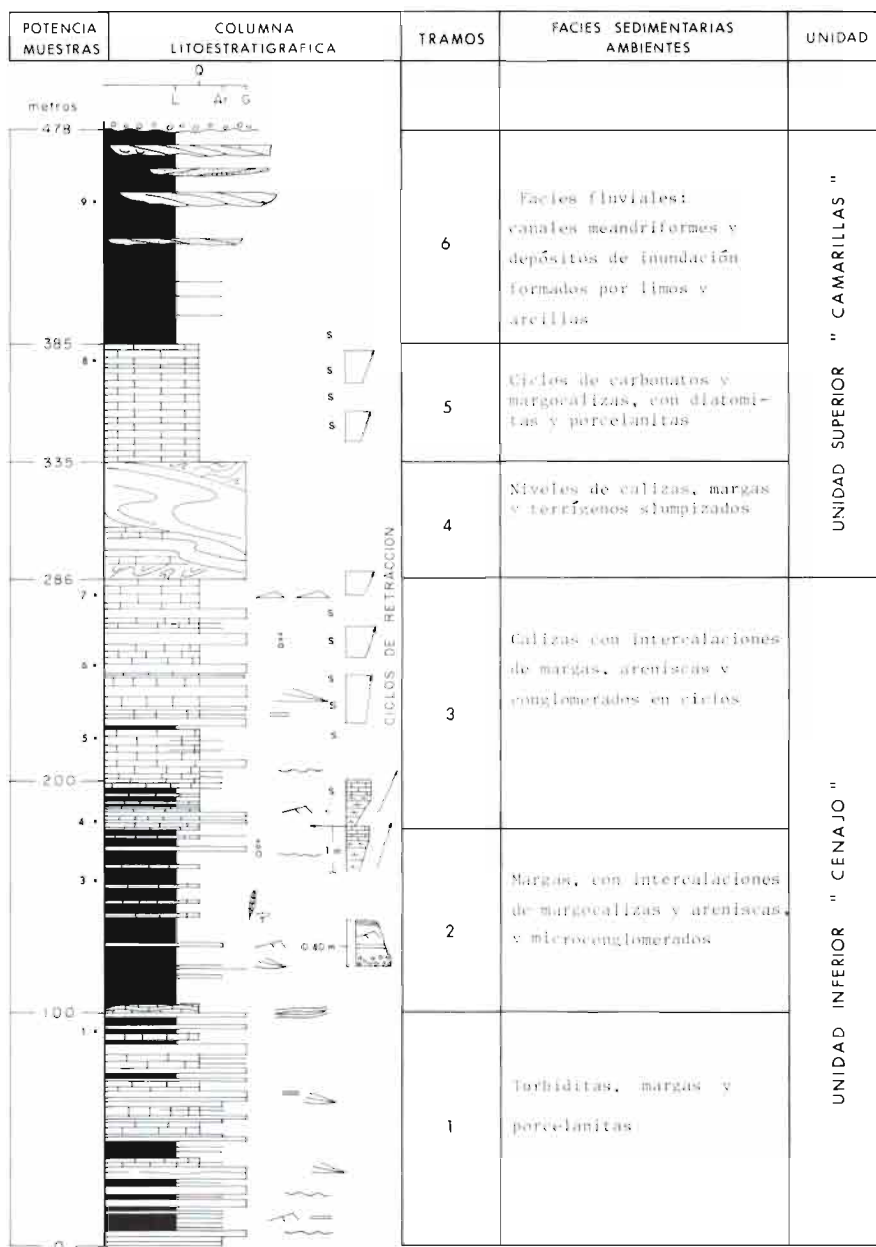


Fig. 2.12. Columna litoestratigráfica de la sección de Casas de Tesorico (CM1).

- a) Pavimentos de cantos que en sección aparecen como alineaciones.
- b) Niveles de cantos formando depósitos residuales por lavado del sedimento de granulometría fina de los **debris flow**.
- c) Conglomerados con geometría de pequeños canales, con base muy erosiva y extensión lateral limitada.
- d) Capas de conglomerados bien desarrolladas, frecuentemente con los cantos alineados en forma de barras con laminación de muy bajo ángulo. Presentan superficies de reactivación marcadas por láminas de areniscas o por cambios granulométricos importantes. Estas barras se encuentran entre capas de carbonatos y chert que representan la sedimentación **in situ**. A veces intercalan capas de areniscas, correspondientes a pequeños **scour and fill** de orden métrico, en anchura, y decimétrico en espesor.

Los conglomerados corresponden a aportes intermitentes que desde un macizo cercano, situado al Suroeste, transportaban estos materiales en momentos de avenida. La parte inferior de la serie de transporte en masa, en forma de **debris flow**, que incorpora cantos de material intracuencal. El lavado, durante la sedimentación de estos conglomerados, ha dado lugar a niveles de cantos residuales, sin organización interna y sin matriz.

Los niveles areniscosos, turbidíticos, con granos siliciclásticos (extracuencales) y de carbonato (intracuencales), deben corresponder a la parte más distal y diluida de los flujos gravitativos de transporte en masa.

La parte inferior de la serie corresponde, probablemente, al momento del nivel más bajo del lago, hecho que favorece la formación de pequeños abanicos aluviales conglomeráticos, en las márgenes.

—**Tramo 2**, (fig. 2.12). Está constituido fundamentalmente por margas con intercalaciones de margo-calizas, areniscas y microconglomerados, en capas finas centimétricas. La potencia total es de 80 m.

Las margas y los niveles se organizan en secuencias de 6 a 10 m de espesor, aumentando progresivamente la proporción de margo-calizas, hasta llegar a ser, ocasionalmente, calizas micríticas en el techo de las secuencias.

Las margas son grises, de tonos oscuros, con gran contenido en materia orgánica. Las capas de margocalizas se presentan en bancos centimétricos, a decimétricos aumentando su potencia hacia el techo.

Las areniscas y conglomerados forman capas planoparalelas intercaladas entre carbonatos y margas de manera aleatoria, sin embargo, son más frecuentes a muro y techo del tramo.



Fotografía CM1.1. Aspecto general de la Cuenca de Camarillas-Las Minas. En el centro derecha, la población de Las Minas y a la izquierda, el Cerro del Monagrillo, formado por rocas volcánicas lamproíticas.



Fotografía CM1.2. Facies slumpizadas sobre piroclastos y materiales margosos. Al fondo a la derecha, los materiales volcánicos del cerro del Monagrillo.

—**Tramo 3.** (fig. 2.12). Está constituido esencialmente por calizas con intercalaciones de margas, de areniscas y de conglomerados, siendo característica la abundancia de niveles centimétricos de sílex. El espesor total es de 100 m.

En general este tramo está ordenado en secuencias de 6 a 10 m de marga-caliza. En estas secuencias, las capas de materiales siliciclásticos se intercalan preferentemente en la base, más margosa, mientras que los niveles de sílex son más frecuentes hacia el techo.

Los niveles de carbonatos muestran, de forma característica, microfacies propias de medios muy someros, en general palustres. Se trata de micritas y pelmicritas con abundantes rasgos de bioturbación por raíces, porosidad fenestral y grietas de desecación. Frecuentemente presentan textura de tipo **crumby**.

Las capas de areniscas y conglomerados tienen en general geometría planoparalela, a escala de afloramiento; no obstante, es frecuente encontrar niveles que presentan bases erosivas y pequeño desarrollo lateral. El techo mayoritariamente es calcáreo, con niveles laminados que contienen abundante proporción, hasta el 40%, de restos de diatomeas.

—**Tramo 4.** (fig. 2.12). Corresponde a un nivel de capas eslampizadas en el que se pueden reconocer dos cicatrices erosivas netas. La potencia total es del orden de 50 m.

La cicatriz erosiva inferior marca la base del tramo eslampizado, constituido por cantos de cuarcita y bloques de capas lacustres, procedentes del tramo anterior. Constituye un **debris flow** con cierta tendencia grano-decreciente y cuyo techo está cortado por la cicatriz erosiva superior, sobre la que se desarrolla el segundo nivel.

Este segundo nivel, de capas eslampizadas, con más de 20 metros de espesor, está formado por capas completamente distorsionadas (foto CM1.2), que tienen en la base bloques de tamaño métrico de capas lacustres. El techo está tapizado por capas de turbiditas formando secuencias de Bouma, en general incompletas.

—**Tramo 5.** (fig. 2.12). Está formado por secuencias de 6 a 10 m de espesor, formadas por margas, marga-calizas y calizas. El espesor total es de 50 m.

Las secuencias intercalan hacia el techo, de manera ocasional, areniscas en capas centimétricas y en niveles de sílex (porcelanitas), también de orden centimétricos (2-4 m). Las calizas, de textura micrítica, están finamente laminadas y contienen niveles de diatomita y secciones dispersas de ostrácodos con algunos restos de plantas y espículas de esponjas. La matriz incluye abundantes caparazones de diatomeas.

COLUMNA CM1 TRAMO I

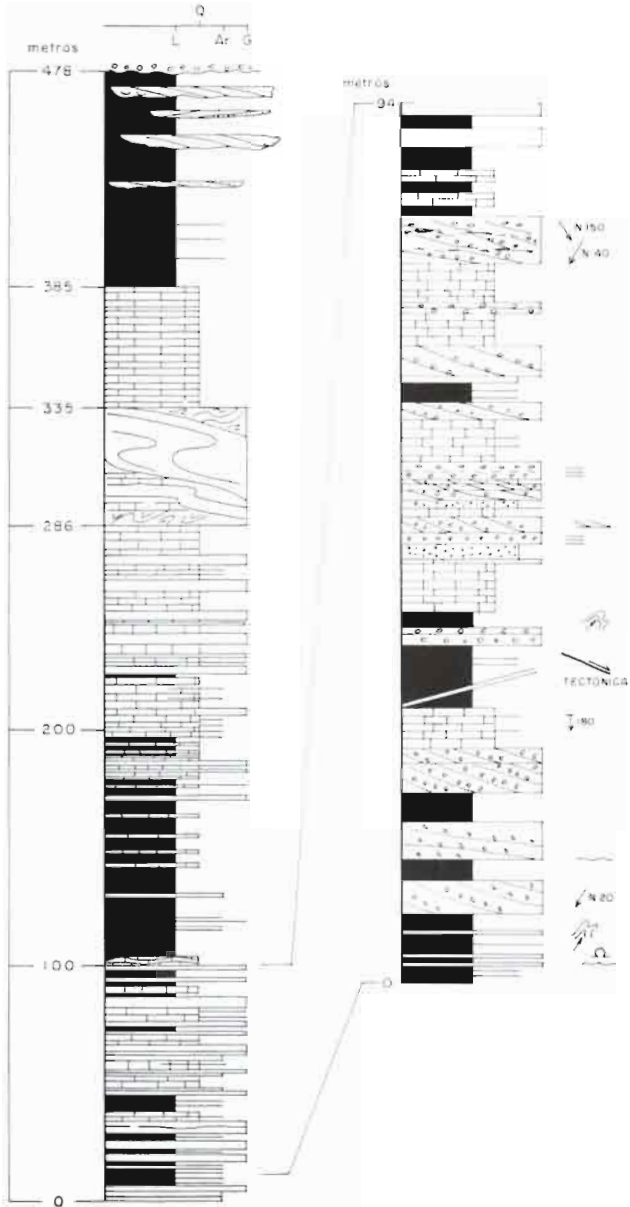


Fig. 2.13. Detalle del tramo I de la sección de Casas del Tesorico.

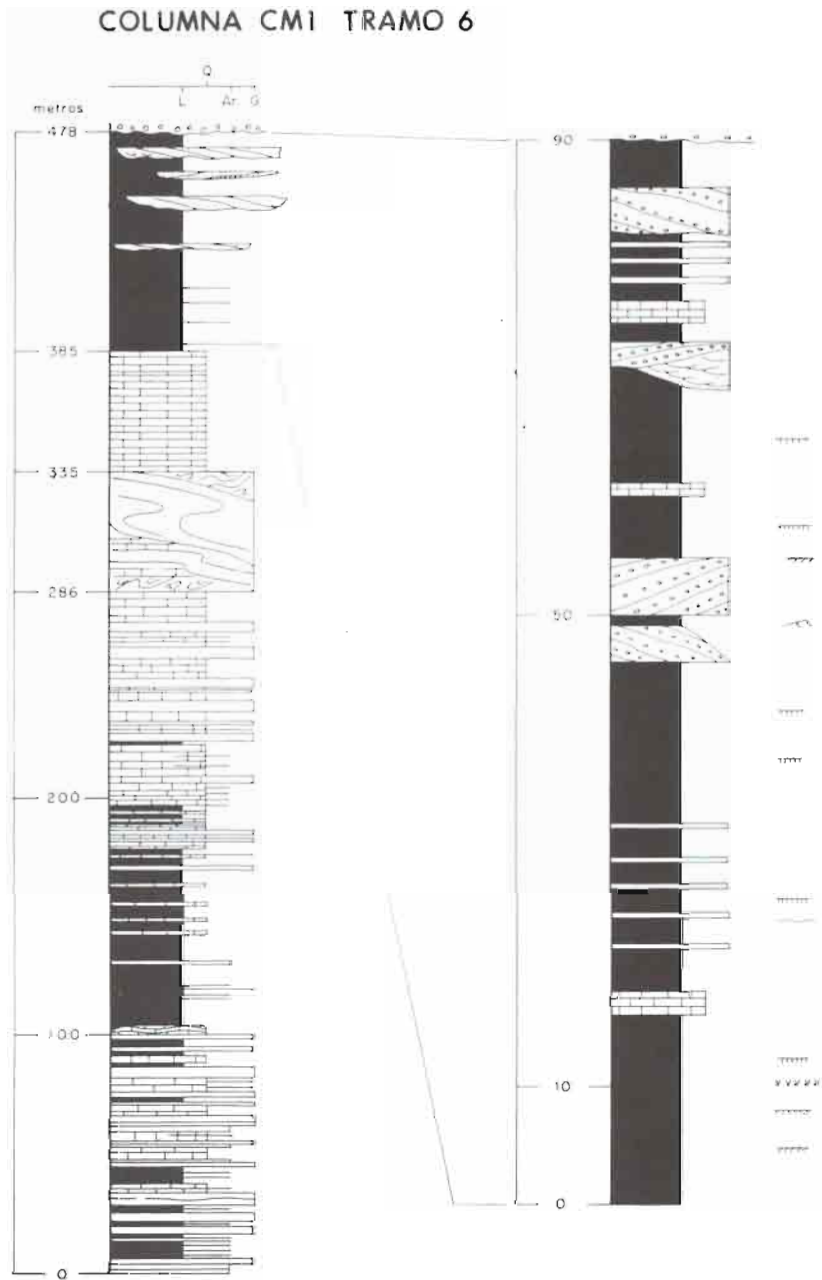


Fig. 2.14. Detalle del tramo 6 de la sección de Casas del Tesorico.

—**Tramo 6.** (figs. 2.12 y 2.14. Este tramo se sitúa, al pie de la Sierra de Los Donceles, de relieves jurásicos, desde donde se desarrolla el glacis que cubre gran parte de los niveles más altos de este último tramo.

Estos materiales yacen sobre los niveles de calizas laminadas con diatomeas y porcelanitas del tramo 5. Están constituidos por pelitas de tonos grises y verdosos con algunos niveles enrojecidos por alteración. Pueden dividirse en distintas unidades, separadas por niveles de más de 2 m de margas con intercalaciones calcáreas. El subtramo más inferior, de 15 m de espesor presenta intercalaciones arenosas, poco frecuentes, de grano grueso y niveles centimétricos (10 cm) de conglomerados, limitados por superficies plano-paralelas a escala de afloramiento. Estos depósitos se interpretan como depósitos de desbordamiento de canal.

El segundo subtramo tiene un espesor de 50 m y se inicia con 15 m de margas, 6 m de areniscas en capas plano-paralelas, grano decrecientes con laminación paralela y ripples a techo. Continúa con 14 m de pelitas de tonos grises y verdosos, 8 m de areniscas y finalmente 6 m de margas grises. Los 8 m de areniscas están constituidos por dos cuerpos, separados por 50 cm de pelitas, organizados en ciclos estrato y grano decrecientes. De ellos, el superior tiene estratificación plano-convexa hacia el techo, y el inferior clara acreción lateral, con laminación en surco, muy acusada. Ambos cuerpos se interpretan como dos barras de meandro cortadas por la topografía en posiciones distintas.

El siguiente subtramo es pelítico y tiene 15 m. Presenta en su parte media un ciclo estrato y granodecreciente, en el que se perfilan rasgos de acreción lateral, por lo que se ha interpretado, con ciertas reservas, como una barra de meandro. La parte superior, está formada por 1,5 m de pelitas de tonos grises y verdosos y 5 m de limos que alternan con margas amarillas, cortadas por un canal de 7 m de potencia. Este canal presenta una fuerte incisión, está algo eslumpizado y se encuentra relleno por areniscas gruesas con laminación en surco, a gran y mediana escala, deformados hidroplásticamente. Sobre este canal existen 1 m de pelitas, de tonos grises y verdes, a partir de las cuales el tramo está cubierto por los derrubios de abanicos aluviales (glacis cubiertos) que se desarrollan desde los relieves jurásicos más próximos.

En resumen, este tramo puede interpretarse como una serie fluvial en un margen (noroeste) del lago, ocupando una posición algo distal, dentro de una llanura fluvial. Esta llanura estaría afectada por fluctuaciones estacionales del nivel de las aguas del lago. En los momentos del nivel más alto del agua, la sedimentación es carbonatada y, en momentos de nivel bajo, el dominio sedimentario corresponde a cursos fluviales que vierten sus aguas al lago. En la parte frontal de la red fluvial, zona marginal del lago, se desarrollan los com-

CASA MAESO CM 2

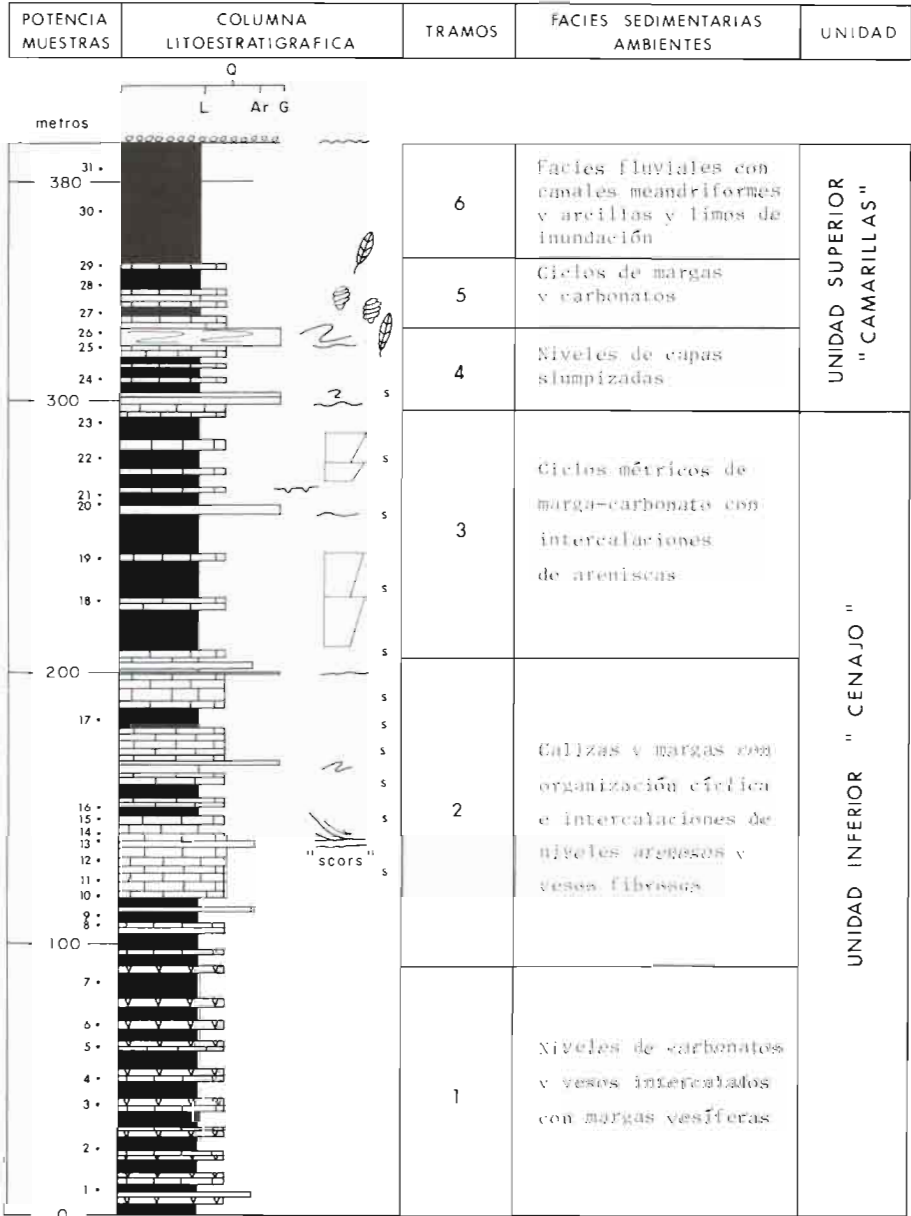


Fig. 2.15. Columna litoestratigráfica de la sección de Casa Maeso (CM2).

plejos deltaicos de tipo delta «Gilbert», que se han estudiado en la Rambla del Saltador (CM 10). La distribución de los mismos, en momentos de nivel bajo, origina, por deslizamientos gravitacionales, la formación de turbiditas que se depositan en cotas más profundas del lago. Esta red fluvial, evoluciona probablemente, en la vertical, de un régimen meandriforme bien establecido, a unos canales trenzados («braided»).

2.2.2. COLUMNA «CASA MAESO», CM2

Esta columna es una de las más completas que existen en la Cuenca. Su yacente no es visible, no obstante, puede suponerse, por la posición cartográfica (fig. 2.11), que está a muy pocos metros de los primeros niveles de yesos y carbonatos con azufre, explotados en Las Minas. Su techo, después de recorrer 380 m de materiales lacustres, está erosionado y fosilizado por los abanicos recientes que parten de las elevaciones jurásicas de la Sierra de los Donceles (base, x: 616,0 y: 4246,3; techo, x: 616,5 y: 4248,0).

—**Tramo 1.** (fig. 2.15). Los materiales que forman este primer tramo están situados por encima de los niveles más superficiales de yeso con azufre, y constituidos por capas laminadas de carbonatos y yesos centimétricas, (estromatolíticas), con intercalaciones de margas grises y niveles arenosos de grano fino. En la base, yesos y carbonatos se encuentran a techo de ciclos métricos (6-10) que comienzan por los niveles margosos, a cuya base, con mayor frecuencia, se encuentran los niveles arenosos. Dentro de estas facies son visibles, también, pasadas de yesos fibrosos. Las características de los materiales de este tramo heterolítico son las siguientes:

- Margas: presentan estructura laminada fina, con intercalaciones arcillosas y carbonatadas (calcita y agregados de esparita prismática). Los niveles arcillosos contienen abundantes caparzones de diatomeas. La estructura es porosa.
- Areniscas: Son litarenitas de cuarzo, con fragmentos extraclásticos y fragmentos bioclásticos marinos (foraminíferos, bivalvos, equinidos) probablemente resedimentados (foto CM2.1). La matriz es micrítica. En algunos niveles las areniscas presentan silificación parcial.
- Carbonatos microcristalinos: esencialmente son dolomicritas que presentan un cuerpo bandeado, caracterizado por pasadas submilimétricas pelectoidales. Suelen contener moldes de yeso

lenticular, de tamaño variable. En ocasiones presentan estructura porosa de origen algal.

- Yesos: existe una transición amplia desde las dolomicritas con yesos lenticulares, hasta los niveles en los que predominan los cristales de yeso y presentan matriz dolomicrítica subordinada. Existe otra facies yesífera, consistente en niveles de yesos laminares con mesocristales continuos y recristalizados lateralmente. La potencia total del tramo es de 90 m.

—**Tramo 2.** (fig. 2.15). Está formado, mayoritariamente, por calizas y margas, organizadas en pequeños ciclos (2-4 m). En la base, las calizas y margas están laminadas y contienen, ocasionalmente, niveles de areniscas y yesos fibrosos, aunque a partir de los primeros metros las margas empiezan a ser masivas. Los niveles de areniscas (de 20 cm máximo de espesor), tienen bases ligeramente erosivas, laminaciones cruzadas y granoselección negativa. Las calizas están formadas por carbonatos tableados, en capas de 5 a 8 cm., y estructura interna laminada. Hacia la mitad del tramo existen facies de inestabilidad entre las que se pueden reconocer: **scars** de orden métrico (10-12 m de ancho y 4-6 m de altura) cuyo eje tiene el sentido del deslizamiento (sur), y deslizamientos de capas que han dado lugar a pequeños (decimétricos) **slumpings**. A techo del tramo no son más abundantes las capas de caliza (0,75 m. de margas, 200 m de calizas), entre las que aparecen intercalados, con mucha frecuencia niveles silicificados. También se pueden reconocer, en las margas, niveles con materia orgánica. La potencia del tramo es de 115 m.

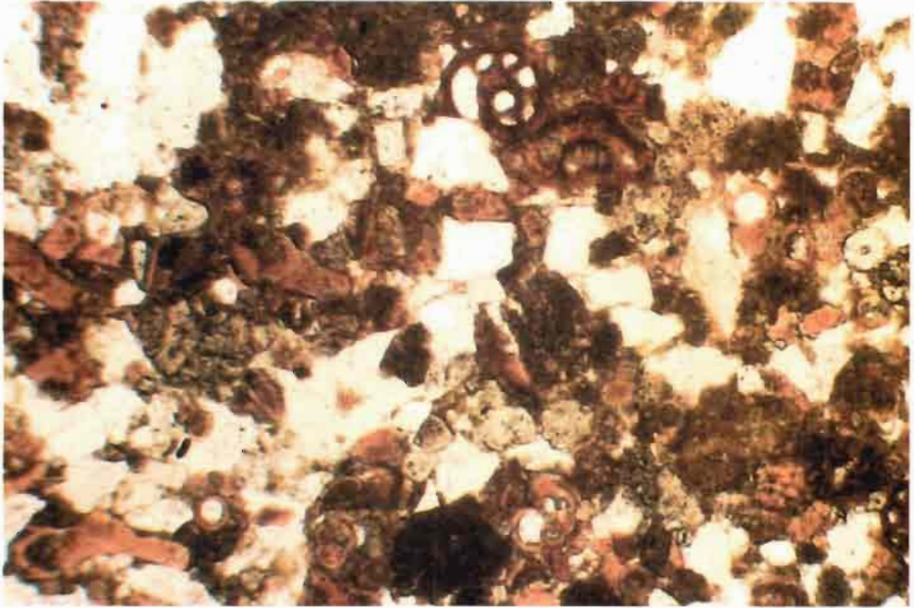
Los principales materiales de este tramo pertenecen a tres grupos litológicos: margas calcáreas, carbonatos (facies dominantes) y arenas/areniscas (facies muy subordinada).

Margas: son de las mismas características que las definidas en el tramo anterior.

Carbonatos: consisten en calizas y dolomías de grano muy fino en las que predominan las facies micríticas y micritas peletoidales. La textura suele ser de homogénea a laminada fina, aunque en algunos casos se reconocen huellas de bioturbación, incluso de origen pedogenético.

Areniscas: corresponden a litoarenitas, de grano fino medio, de cuarzo y feldespato, con abundantes fragmentos micríticos (intraclastos) y gran cantidad de fragmentos bioclásticos, típicos de facies miocenas marinas (globigerinidos, foraminíferos, bentónicos, restos de bivalvos, equinidos, algas, espi-culas silíceas, etc...). Estos restos se interpretan como resedimentados.

- Tramo 3.** (fig. 2.15). Está constituido, en la base, por ciclos métricos



Fotografía CM2.1. Microfotografía de los niveles arenosos del Tramo 1. Obsérvese la presencia de abundantes foraminíferos resedimentados de procedencia Mioceno marino. N//. x55.



Fotografía CM2.3. Carbonatos laminados con grietas de desecación y pedotúbulos del techo de los ciclos marga-carbonato del Tramo 3 de la columna CM2 (Casas de Maeso).

(10-20 m) de margas, y, en el techo, por calizas. Las calizas están formadas por carbonatos laminados, en bancos de 15 cm de espesor, los cuales, a veces, presentan grietas de desecación en su techo (foto CM2.2). Las margas contienen, abundantes niveles silicificados y niveles de margocalizas con diatomeas, en tránsito gradual a las calizas de techo. También tienen pasadas arenosas, ocasionalmente conglomeráticas, que llegan a tener potencias cercanas al metro. El espesor total del tramo es de 95 m.

Los niveles de carbonatos corresponden a calizas micriticas con fauna de ostrácodos (valva fina predominantes). Estas calizas presentan laminación difusa, realizada en los niveles de calizas limosas, donde predominan granos finos de dolomías terrígenas y cuarzo. Los niveles clásticos más gruesos son de dos tipos: 1) arenosos de cuarzo, fragmentos de dolomía, terrígenos y fragmentos bioclásticos resedimentados, y 2) arenas pelotoidales y oolíticas con granos de cuarzo y, usualmente, matriz carbonática. Estas últimas arenas presentan un alto grado de selección y tienen estructura laminada.

—**Tramo 4.** (fig. 2.15). Este tramo está formado por los mismos materiales que el tramo anterior, sin embargo todos ellos están eslumpizados (foto CM2.3). Este nivel de capas resedimentadas, situado estratigráficamente en la misma posición en toda la parte norte de la Cuenca, corresponden a un evento sísmico generalizado, comentado en la columna anterior (CM1). La potencia de este tramo es de 30 m.

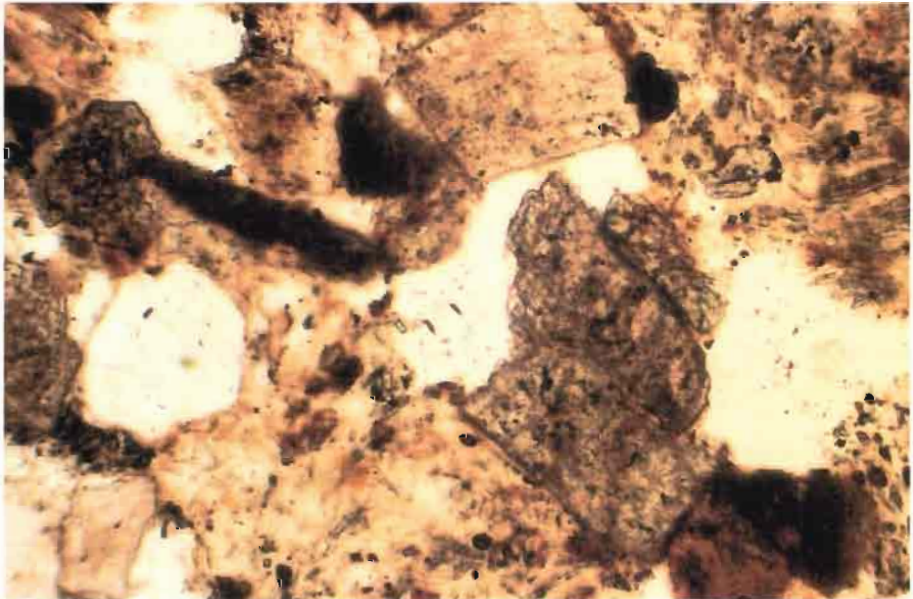
Estas facies eslumpizadas contienen abundantes niveles detríticos areniscosos (foto CM2.4). Son litarenitas de grano medio a grueso con cuarzo, fragmentos dolomíticos y micriticos (intraclastos?) y, de especial interés, fragmentos volcánicos, esencialmente de vidrio, y, en ocasiones, con fenocristales de pequeño tamaño. En las facies arenosas más calcáreas aparecen secciones de gasterópodos (planórbidos), muy gruesos.

—**Tramo 5.** (fig. 2.15). Su composición es similar a la del tramo 3, no obstante, suele ser más abundante la materia orgánica en los niveles margosos. Se reconocen también algunas pasadas siliciclásticas. Tanto las capas de calizas como las de margas presentan abundantes niveles con gasterópodos y diatomeas. La potencia total es de 25 m.

El tramo está dominado por micritas («mudstones») con secciones dispersas de ostrácodos de valva fina, en algunos niveles, concentraciones importantes de diatomeas de carácter planctónico y espicular. Algunos niveles margosos y margocalizos presentan laminación fina, de carácter vavado que, al microscopio, suelen ofrecer una gran abundancia de diatomeas. El porcentaje de terrígenos, en las microfacies micríticas, es muy bajo y hay presencia de cuarzo de tamaño limo.



Fotografía CM2.3. Tramo 8 formado por capas eslampizadas (30 m de potencia) correspondiente a un evento sísmico regional acompañado por manifestaciones volcánicas.



Fotografía CM2.4. Arenisca (litarenita) de fragmentos de roca volcánicos (vidrios con fenocristales finos) y sedimentarios, así como granos de cuarzo. N//, x55.

Las areniscas, intercaladas entre las margas y calizas, son litoarenitas, destacando, en ellas, la presencia de fragmentos volcanoclásticos (vidrios), en buena parte sustituidos por calcita.

—**Tramo 6.** (fig. 2.15). Este tramo contiene arcillas de tonos oscuros (grises y marrones) con niveles algo oxidados (de tonos ocres) y capas de areniscas.

Las areniscas presentan estratificación oblicua, muy tendida, con láminas granodecrecientes y «ripples», a techo, que corresponden a un complejo sistema fluvial, de canales meandriformes, con sus facies de desbordamiento asociadas. Este sistema está erosionado y fosilizado por los conglomerados de los abanicos aluviales recientes que parten de los relieves jurásicos de la Sierra de los Donceles. Su equivalente lateral se ha estudiado con detalle en la columna CM1. La potencia del tramo, en este punto, es de 40 m.

2.2.3. COLUMNA «LOMA DEL ESPINO», CM3

Está situada 1 Km. al oeste de la margen derecha del Embalse de Camarillas y se ha realizado en sentido sur-norte, hasta coronar la Loma del Espino ($x = 618,5$ y $y = 4247,2$; $x = 618,7$ y $y = 4248$). La potencia total de la columna, representada en la figura 2.16, es de 240 m (foto CM3.1).

—**Tramo 1.** (fig. 2.16). La base de este primer tramo se sitúa sobre el nivel eslumpizado en el que se realizan las explotaciones de diatomitas. Estas capas están constituidas por niveles de calizas y margocalizas, finamente laminadas, con gran proporción de restos de diatomeas. Son también frecuentes los restos de vegetales y de gasterópodos. La microfacies de estas calizas consiste en micritas y/o microesparitas homogéneas con restos dispersos de ostrácodos. Aparecen diatomeas calcitizadas.

A techo del tramo aparece otro **slump** de 5 m de espesor que, como en el caso anterior, está formado por capas de calizas y margocalizas con niveles diatomíticos eslumpizados. La potencia del tramo es de 32 m.

—**Tramo 2.** (fig. 2.16, foto CM 3.1). Se caracteriza por estar constituido por calizas margo-calizas en capas finas (varvas) y niveles de sílex (porcelanitas) de una gran monotonía. Son biomicritas, generalmente laminadas (ocasionalmente varvadas), con ostrácodos y espículas de esponjas. En algunos niveles aparecen concentraciones de diatomeas. Ocasionalmente aparecen intercaladas capas más potentes de calizas, en bancos de hasta 20 cm, y niveles

arenosos centimétricos (6 a 10 cm.) con restos de vegetales y gasterópodos.

Los niveles arenosos se componen en buena parte de fragmentos vítreos volcánicos y cristales micáceos de igual procedencia.

Están acompañados por granos micríticos (intraclastos finos redondeados) en proporción variable. El cemento es esparítico de tipo «blocky». A techo, entre los 10 y 17 últimos metros, son frecuentes los cambios laterales de las capas margo-calizas y calizas, con porcelanitas, a las capas de calizas en bancos de 20 a 30 cm. En los últimos 10 m, existen **scars**, con deslizamientos en los bordes, que se interpretan como interrupciones de la actividad fluvio-deltaica, en periodos de descenso del nivel del lago. (foto CM3.2).

—**Tramo 3.** (fig. 2.16). Constituido por pelitas, de tonos grises y verdosos, y por areniscas, en capas finas con frecuentes niveles de **hard ground** y abundantes restos de vegetales, gasterópodos y bivalvos, estos últimos menos frecuentes.

A partir de los siete primeros metros existen localmente yesos lenticulares. A los 50 m se encuentra el primer nivel potente de areniscas (700-1000 micras de tamaño medio), muy bioturbado, sin aparente estructura interna, y organizadas en capas estratocrecientes. La potencia es de 3,50 a 5 m.

Los 50 m siguientes están constituidos por pelitas, similares a las anteriores, con abundancia de restos vegetales, algunos gasterópodos, y yesos. los últimos 50 m intercalan, entre las pelitas, capas de areniscas con base plana y techos ligeramente convexos, reconociéndose, en los últimos 10 m., formas canalizadas con estructura de alta sinuosidad, tipo point bar. Se interpreta esta sucesión de areniscas como la evolución de facies distales deltaicas (Rambla del Saltador, CM10) a facies más marginales, dominadas por sistemas fluviales de alta sinuosidad que desembocaban en el lago. La potencia del tramo es de 140 m.

A techo de estas facies terrígenas se sitúan algunos cuerpos de carbonatos, lateralmente discontinuos y, con estructura interna de láminas oblicuas gruesas. Se interpretan como bermas carbonáticas progradantes. Son pelmicitas muy porosas con grandes secciones de gasterópodos (Melanopsis).

2.2.4. COLUMNA «RÍO MUNDO», CM4

La base de esta columna está situada aguas abajo de la cerrada del Embalse de Camarillas, en la salida del congosto que forma el río Mundo al atravesar las dolomías y calizas cretácicas. Su techo se sitúa en el cerro de 400 m de cota, al oeste del punto de partida de (base, x: 617,5 y: +244,0; techo,



Fotografía CM3.1. Aspecto general de la sucesión de la Loma del Espino. En la parte inferior se aprecian los ciclos de margas-carbonato en capas finas (tramos 1 y 2) y en la superior pelitas y areniscas del tramo 3.



Fotografía CM3.2. Capas resedimentadas del borde de un «scar» del techo del Tramo 2 de la Columna CM3 (Loma del Espino).



Fotografía CM4.1. Materiales de la columna del Río Mundo (CM4). En la parte inferior se observan las capas de turbiditas de los Tramos 1 y 2 y en la parte superior los grandes ciclos de margas, carbonatos y yesos del Tramo 3.



Fotografía CM4.2. Cicatrices internas («scars») y sus rellenos de turbiditas proximales del Tramo 1 de la sección del Río Mundo.

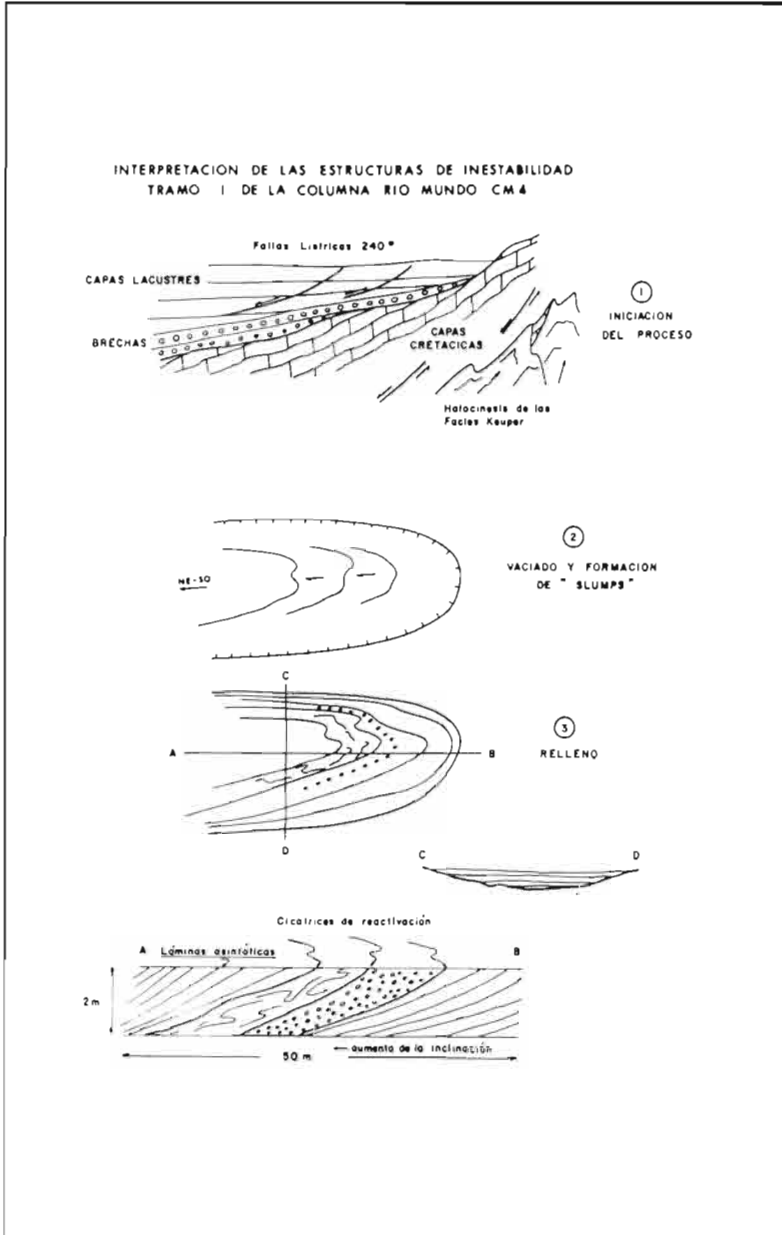


Fig. 2.18. Esquemas interpretativos de las estructuras de inestabilidad observables en el tramo I de la Columna Río Mundo (CM-4).

x: 617,2 y: 4244,0). La serie tiene 190 m de potencia y se ha representado en la figura 2.17, foto CM4.1.

—**Tramo 1.** (fig. 2.17). Adosados a las dolomías y calizas del Cretácico superior, se sitúan capas de conglomerados (brechas) con cantos subredondeados, matriz arcillosa, y sin organización aparente, cuyos centiles son decimétricos (50 cm). Estos niveles tienen una potencia de 1,5 m, y sobre ellos se sitúan 8 m de areniscas, en capas de base plana, de 50 cm de potencia como máximo. Se organizan en secuencias grano decrecientes, de grano grueso a fino, y, ocasionalmente presentan, en sus bases, niveles de cantos de 10 cm de potencia con centiles que pueden llegar a los 10 cm.

El techo de este tramo se caracteriza por una gran profusión de estructuras tipo **scars**, originadas por fallas lítricas con sus rellenos asociados (fig. 2.18). Las cicatrices que separan estas capas de inestabilidad dan lugar, junto con los rellenos correspondientes (turbiditas proximales), a capas de 1,5 a 2 m con laminaciones cruzadas. Estas capas, a su vez se encuentran seccionadas por cicatrices internas a las que se adaptan nuevas láminas con otra inclinación, y capas simplemente constituidas por masas eslumppizadas.

Un esquema que muestra el tipo de capas y su interpretación aparece en la figura 2.18 (foto CM4.2). La dirección del movimiento, en este punto, es aproximadamente 240° con sentido NE. Este tramo termina con una capa eslumppizada de 7 m de potencia, e intercala frecuentes niveles de sílex. La potencia es de 35 m.

Las gravas (brechas), y arenas y carbonatos que alternan en este tramo, presentan las siguientes características: las brechas basales están formadas por cantos extraclásticos pero la matriz es, en algunos casos, biomicrita de gasterópodos (Melanópsidos). Un rasgo asociado a estas brechas es la presencia de *Microcodium* en huecos. Por otra parte, las capas de areniscas se nutren fundamentalmente de fragmentos carbonáticos intracuencales (en ocasiones dolomicritas). Así mismo se reconoce una facies de peloides y/o oolitos bien seleccionados, con fragmentos gruesos de gasterópodos. Frecuentemente estos niveles presentan un cierto grado de silicificación. Por último, los niveles margoso-carbonáticos, intercalados entre los términos clásticos, consisten en micritas pelotoidales, algo fosilíferas, aunque parte de los fósiles son resedimentados a partir de formaciones marinas adyacentes de edad mioceno.

—**Tramo 2.** (fig. 2.17). Este tramo, también turbidítico, con estructura similares, a las del tramo anterior, está caracterizado por capas de calizas (en gran parte carbonatos detríticos finos), poreclanitas y capas conglomeráticas con organización grano decreciente. Son comunes las estructuras de escape



Fotografía CM4.3. Niveles de yeso laminado a techo del ciclo inferior del tramo 3 de la sección Río Mundo (CM4).

de fluidos y las estructuras «enraizadas», cuyo origen probable pueden ser los movimientos sísmicos. En estas capas es constante la presencia de sílex en nódulos, en niveles finos, o como siliciclásticos intracuencales en forma de cantos planos.

El tramo comienza con 10 metros de capas estrato crecientes de calizas (limos carbonáticos), en ciclos (0,50 a 2,5 m) con intercalaciones de niveles de sílex. Termina con 0,2 o 0,50 m de porcelanitas y calizas laminadas (varvadas) de 1 m de espesor. El sílex, de tipo opalino, se presenta en forma de glóbulos concentrados, de apariencia oolítica.

Los 20 metros siguientes están constituidos por ciclos (0,5 m) de conglomerados, con bases planas y organizaciones estrato y grano creciente. Contienen cantos blandos de porcelanitas, cantos de sílex aplanados, con orientaciones (imbricados), etc., también cantos intracuencales y cantos heredados (cuarcitas de las Facies Utrillas) de origen extracuencal.

Sobre los anteriores depósitos existen 12 m constituidos exclusivamente por cuerpos conglomeráticos con las mismas características que los anteriores, pudiéndose reconocer, nuevamente, fallas sinsedimentarias y **scars** de pequeño desarrollo.

En la mayor parte de los términos clásticos los granos predominantes son de origen intracuenal (micritas y dolomicritas, pelmicritas). Los bordes de los granos son angulosos o subangulosos, con tendencia a irregulares. El cuerpo resultante es poroso, aunque en ocasiones los huecos están rellenos por sílex fibrorradiado. En los últimos metros del tramo la sedimentación se uniformiza, apareciendo mayoritariamente capas de caliza (carbonatos finamente laminados) y porcelanitas, intercalados niveles conglomeráticos, en capas finas, y con menor frecuencia que en los casos anteriores. Las calizas consisten en pelmicritas, localmente pelsparitas, con granos de cuarzo y abundantes bioclastos resedimentados (esencialmente foraminíferos de las formaciones miocenas marinas circundantes). Tienen, en conjunto, textura granuda muy fina y están en general bien seleccionadas. La potencia total del tramo es de 70 m.

—**Tramo 3.** (fig. 2.17). Discordante sobre el anterior, se sitúa este tramo, constituido por dos grandes ciclos. El inferior está formado por 35 m de margas y limos carbonatados grises, con intercalaciones de areniscas en la base, y 15 m de niveles de calizas, yesos y sílex a techo. Las capas son todas centimétricas y laminadas. En las areniscas es frecuente encontrar **lags** de cantos planos de sílex y a techo ripples. Son frecuentes, también, las estructuras de escape de fluido. Petrológicamente son sublitanitas y litarenitas con abundantes fragmentos carbonáticos (intra y extracuenales) y de cuarzo. Abundan los bioclastos resedimentados que proceden de las formaciones miocenas marinas adyacentes. El grado de lavado de las arenas es variable. Las capas calcáreas y yesíferas que forman el techo de este ciclo inferior, son micritas y pelmicritas (en ocasiones mezcla de las dos), con un porcentaje de cemento yesífero (mesocrystalinos y poikilotópicos). Los carbonatos muestran fábrica esponjosa debida a estructuras algales, con crecimiento de tipo dómico o estromatolítico planar. El techo yesífero de este ciclo inferior presenta un hard ground enrojecido con formas estromatolíticas deformadas (fotos CM4.3).

El ciclo superior es similar al anterior, aunque hay menos capas de areniscas, localizándose fundamentalmente a techo. La parte inferior de este ciclo está constituida por 18 m de margas y limos carbonáticos con algún nivel arenoso (yipsarenitas). A techo, existen 3 m de niveles calcáreos con laminaciones algales, en bancos finos (2-10), y 2,50 m de bancos calcáreos más potentes (20 m) que culminan con niveles de sílex centimétricos, de 0,50 m de espesor. Culmina esta primera parte del ciclo superior con niveles de yesos asociados a estromatolitos con intercalaciones de yipsarenitas. La fábrica estromatolítica es claramente diferenciable en lámina delgada. Dentro de los niveles filamentosos, se desarrollan cristales de tamaño medio de yeso. Los

NIVELES YESIFEROS DE LA CARRETERA
LAS MINAS - ESTACION DE LAS MINAS. CM5

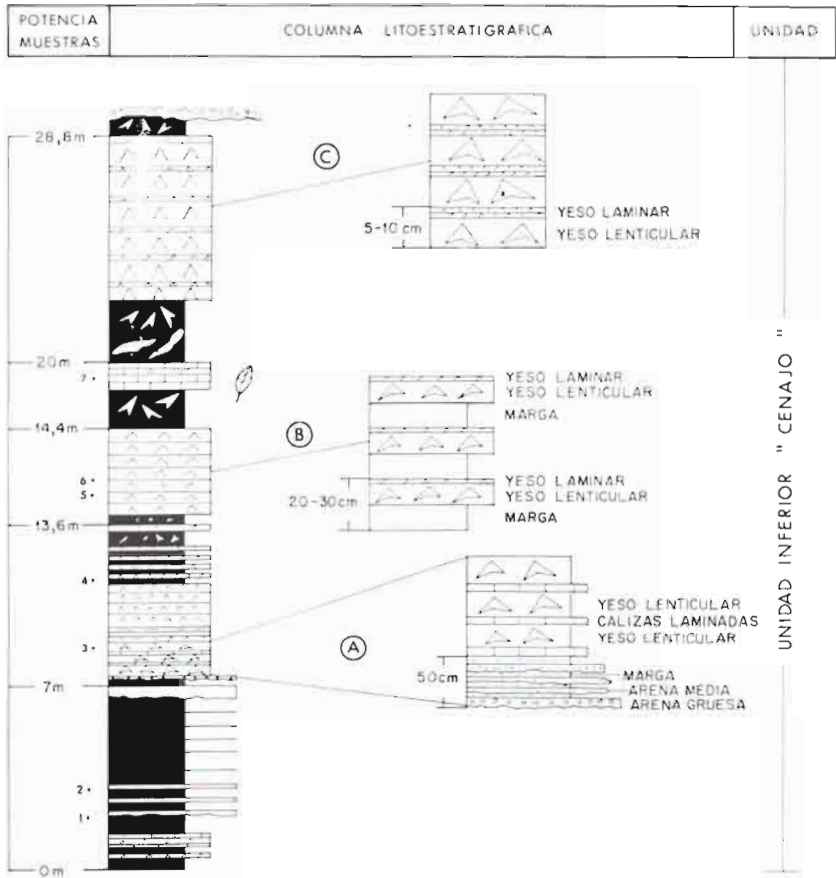


Fig. 2.19. Columna litoestratigráfica de los niveles yesíferos de la Carretera entre Las Minas y la estación (CM5).

últimos 15 m se inician con margas y limos carbonatados grises, con niveles de yipsarenitas. Hacia techo se van haciendo más potentes las capas de margo-calizas se van y pasan a calizas (10 m), culminando con niveles de sílex (0,40 m). Por último, se sitúan 5 m de estromatolitos y yesos, como final del ciclo y del tramo.

El tramo constituido por los dos ciclos comentados, inferior y superior, tiene una potencia total de 84 m.

2.2.5. COLUMNA «YESOS DE LA CARRETERA DE LA ESTACIÓN DE LAS MINAS», CM5

Esta columna (fig. 2.19) es equivalente al ciclo superior de la serie del Río Mundo (CM4), anteriormente descrita (figs. 1.17 y 2.21). Se ha realizado a 1 Km de la población de Las Minas, siguiendo por la carretera de la Estación. Su interés es doble: por un lado, seguir la evolución del ciclo superior evaporítico (CM4) y, por otro, estudiar con detalle las evaporitas de esta cuenca, tanto en el punto en que se ha levantado la serie como en su equivalente de Las Minas (niveles yesíferos con azufre de Las Minas, fig. 2.22). El corte se ha iniciado junto a la carretera y se ha terminado al llegar a la terraza + 30 del río Segura. La potencia total es de 29 m.

La base del corte está constituida por margas y areniscas (Foto CM 51). De ellos afloran bien los últimos 7 m, representados en la columna (Fig. 2.21). Están formados por margas grises contornos verdosos con intercalaciones de yesos blancos lenticulares y carbonatos laminados. Estos niveles disminuyen hacia el techo, mientras que aumentan las intercalaciones de capas de areniscas.

Estas areniscas son yesoarenitas y litarenitas cementadas por yeso (foto CM5.1), y dan lugar a niveles centimétricos (2-5 cm), con laminación oblicua de bajo ángulo y **ripples**; las bases son erosivas. Ocasionalmente pueden aparecer niveles microconglomeráticos con un espesor medio de algunos cms (15 cm), pudiendo llegar a tener, a techo de este tramo, 50 cm. Estos últimos están formados por dos capas amalgamadas de microconglomerados de 25 cm cada una. Los clastos y granos que forman estas capas suelen ser subangulosos; algunos de ellos son intraclastos de dolomicrita, deformados en sus bordes. Son también frecuentes los granos de cuarzo y los bioclastos de origen marino resedimentados.

Los restantes 22 m (Fig. 2.21) están formados por pequeñas secuencias, o ciclos menores, de tres tipos. Los más inferiores (A) se componen de yesos lenticulares y calizas laminadas algales. Los ciclos de la parte media (B) están

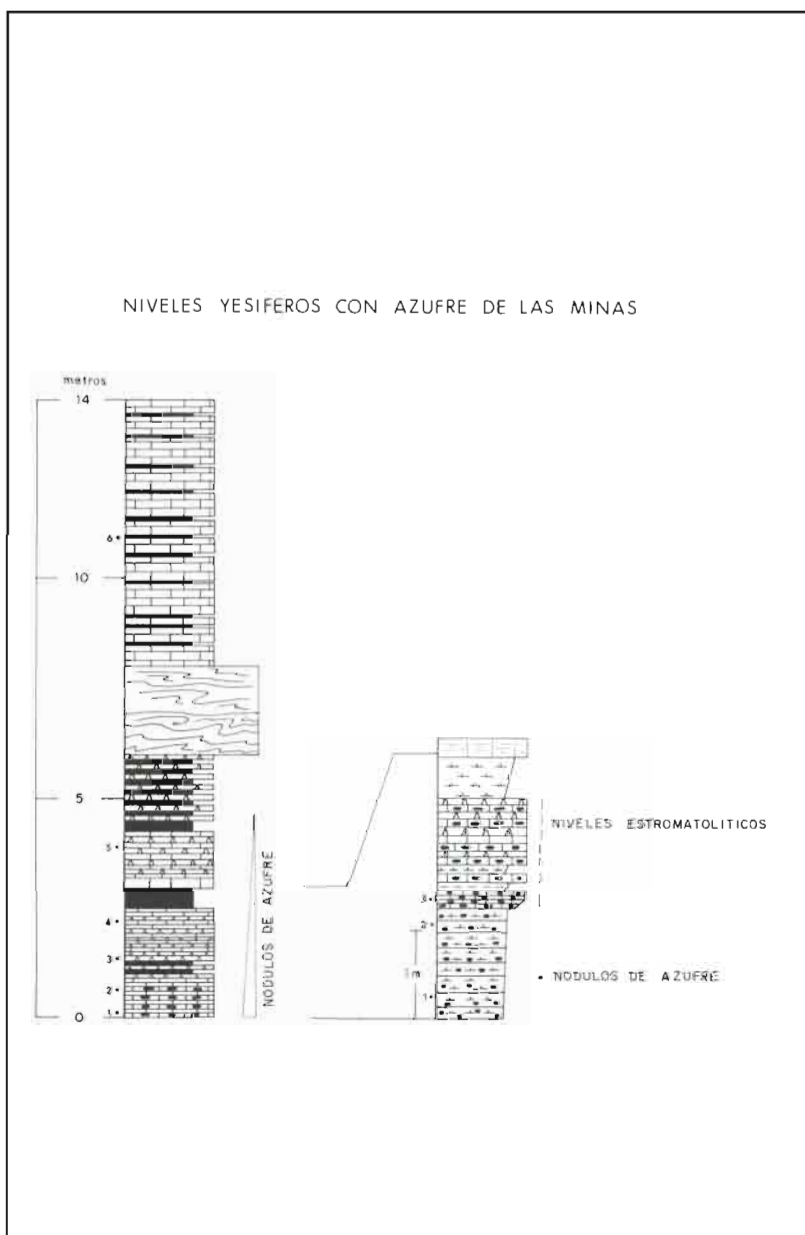
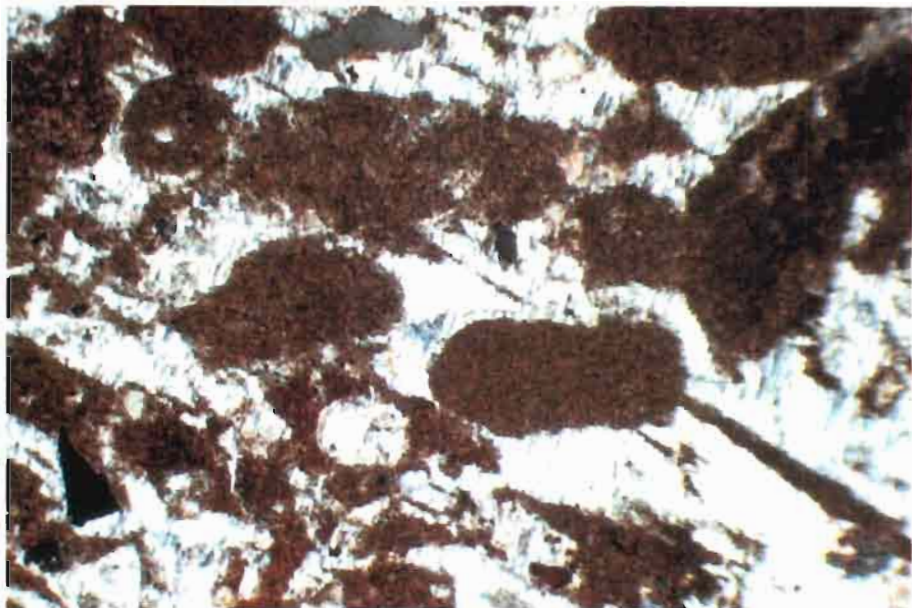


Fig. 2.20. Esquema litoestratigráfico de los niveles yesíferos con azufre junto al pueblo de Las Minas.



Fotografía CM5.1. Aspecto al microscopio de las areniscas de la parte inferior de los ciclos con yeso en la carretera a la estación de Las Minas. Fragmentos carbonáricos y cemento yesífero, este último con aspecto foliado por defecto de confección de la lámina delgada. XX, x55.



Fotografía CM5.2. Secuencias de yesos laminares y yesos lenticulares de los afloramientos de la carretera de la Estación de Las Minas (CM5).

constituidos por secuencias de margas, yesos lenticulares y yesos laminares (estromatolíticos), de tamaño centimétrico (20-30 cm). Las capas de margas contienen yeso intersticial (en forma de macrocristales maclados) entre la dolomicrita arcillosa. Las secuencias del techo (C) son de menor espesor (5-10 cm) y están formadas por yesos lenticulares y yesos laminares (estromatolíticos) (foto CM5.2). Los yesos lenticulares presentan diferentes valores dependiendo del tamaño de las lentículas (1-5 mm de diámetro). En general, el agregado de lentículas es muy denso, por lo que la marga dolomítica ocupa un espacio reducido. Por su parte, los yesos laminares se componen de una alternancia de capas (1-3 mm de espesor) de yesos en mosaicos, de tamaño variado (en parte con morfología lenticular o con hábito tabular), y pasadas carbonático-arcillosas, posiblemente ricas en materia orgánica.

Intercalados entre las secuencias de tipo B y C existe un nivel de calizas laminadas, con materia orgánica, que se interpreta como una subida efímera del nivel del lago, el cual, dadas las características de sus sedimentos, debía de ser, en esta zona y en esta etapa, muy poco profundo (orden menor del metro). Parecen existir, además, momentos cercanos a la desecación, hecho deducido de la profusión de estromatolitos y la alta concentración de sales. Los minerales carbonáticos analizados en esta sucesión corresponden mayoritariamente a dolomita. La calcita está presente como reemplazamiento del yeso. Este último aparece como selenita, en niveles con estratificación bien definida, como yeso laminado, asociado a estromatolitos, o bien como yeso intersticial. Localmente también, se ha observado yesos detríticos. Las otras formas de aparición de yeso son netamente secundarias. Finalmente, hay que indicar que en estas facies se han encontrado indicios de celestina.

En la sección de Las Minas (fig. 2.20) se han separado dos tramos. En el inferior están bien representadas las secuencias antes descritas, con un amplio desarrollo de niveles de azufre (foto CM5.3) asociados, principalmente, a los estromatolitos yesíferos pero también a los carbonatados. La forma mejor expuesta de yeso corresponde al yeso finamente laminado, con la laminación más disturbada en las zonas de crecimiento de los nódulos de azufre. Se ha distinguido, por una parte, yeso asociado a láminas estromatolíticas (empalizadas, mosaicos anhedrales, agregados microcristalinos intersticiales) y, por otra, nivelillos de yeso, esencialmente fibroso, entre láminas de carácter más bien varvado. En éstas se reconocen niveles finos que pueden ser ricos en materia orgánica. Otra forma de yeso son los cristales lenticulares entre marga arcillosa. El tramo superior, separado del anterior por un nivel de 2 m de capas eslampizadas, es netamente carbonatado, y está formado por cuerpos de calizas y calizas margosas en bancos centimétricos (2-10 m) y decimétricos (2 a 42 m). Los carbonatos más masivos son dolomicrosparitas, algo peletoidales y porosas.



Fotografía CM5.3. Nódulos de azufre asociados a los niveles de yeso y carbonatos relacionados con desarrollo de estromatolitos.

Los niveles más finos tienen estructura varvada y su composición es más bien calcítica.

Los datos obtenidos a partir del análisis isotópico, tanto de los yesos como de las facies carbonáticas asociadas, muestran valores medios de $\delta^{34}\text{S}$ comprendidos entre $\pm 9,5$ y $\pm 19,3\%$ CDT, siendo los más altos los correspondientes al yeso primario, y los más bajos los que proceden del yeso secundario formado por oxidación del azufre (Pierre *et al.*, 1989). Por su parte, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en dolomita, llegan a ser de $+ 7,79$ a $+ 9,77\%$ PDB (Bellanca *et al.*, 1989) sugiriendo claramente un carácter lacustre hipersalino, durante el episodio evaporítico descrito.

Por último, hay que mencionar que en las explotaciones de azufre de Las Minas de principio de siglo (Meseguer Pardo, 1928), las referencias hablan de varias capas de azufre explotadas hasta una profundidad de 80 m. Estos datos, aunque no se han podido constatar, concuerdan perfectamente con la posición y potencia de los dos grandes ciclos descritos en la columna anterior (CM4), así como con la cartografía que se ha expuesto en la Figura 2.22.

2.2.6. TURBIDITAS Y SCARS DE LA ESTACIÓN DEL FERROCARRIL DE LAS MINAS, CM 6

Este apartado corresponde a un estudio de detalle de los materiales equivalentes al tramo 1 de la columna anterior (CM4, fig. 2.21). Los niveles que se describen afloran a lo largo de la trinchera del ferrocarril, en la estación de Las Minas, donde se han podido realizar varios cortes de detalle, en buenas condiciones de afloramiento. El estudio se ha dividido en dos partes. La primera corresponde al análisis de las series turbidíticas. La segunda parte hace referencia a los **scars** intercalados existentes, a pocos metros del contacto de estos materiales con las calizas cretácicas y las calizas arenosas miocenas.

2.2.6.1. *TURBIDITAS*

Constituyen los sedimentos más inferiores aflorantes en la Cuenca de Camarillas-Las Minas. Probablemente sean, además, los más antiguos dentro de la sedimentación de esta cuenca y los de mayor profundidad (centro de la cuenca).

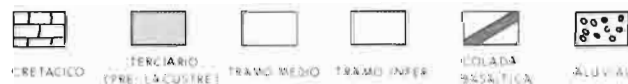
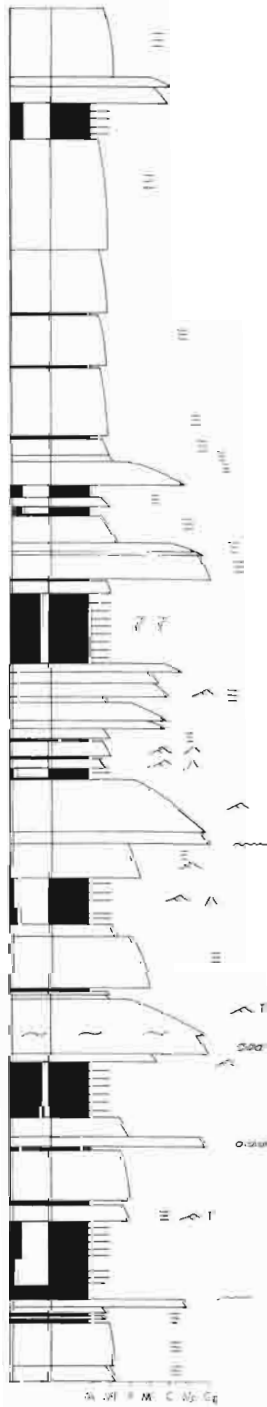
En la trinchera del ferrocarril aflora una serie turbidítica que yace en clara discordancia angular sobre calizas del Cretácico superior. Las capas de turbiditas hacen **onlap** sobre el relieve Cretácico. Por tanto, es razonable pensar que hacia el interior de las cuencas (zona del pueblo de Las Minas), existe un tramo formado por turbiditas, equivalente distal de las capas que afloran en el talud de la estación del ferrocarril. Estas turbiditas son pues el equivalente lateral (proximal) de la parte más alta (fig. 2.2) de toda la serie.

La base de la serie, que corresponde al comienzo del relleno de las cuencas lacustres, es desconocida. Estaría situada en el subsuelo del pueblo de Las Minas y la serie estratigráfica, de muro a techo, está constituida por:

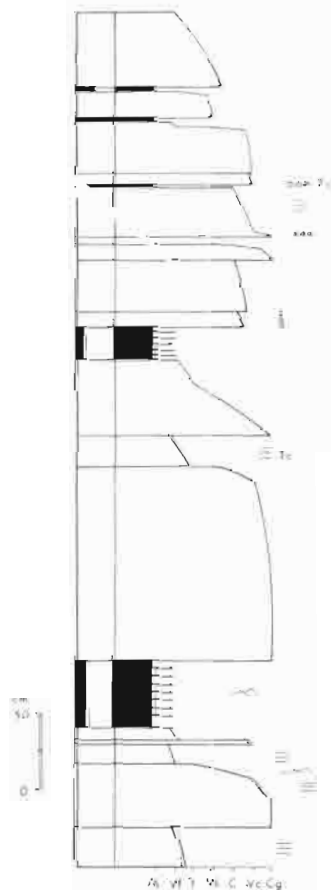
—**Tramo 1.** (fotos CM6.1 y CM6.2). Turbiditas en capas gruesas con laminación paralela (asimilables a las facies B1 de Mutti & Ricci Lucchi, 1975) y capas granodecrecientes con base plana e intercalaciones de capas delgadas que, presentan laminación de tipo **ripple** muy suave (facies D3 de los autores citados). Así mismo existen intercalaciones de capas D1 y D2 con los niveles de **ripples**, cuando son claros, con fluidificaciones. Existen también capas completamente bioturbadas. Las arenas que forman estas capas turbidíticas presentan una composición variable según la granulometría. Así, las más gruesas son fundamentalmente intraclásticas, con algo de cuarzo y fragmentos de roca. Los bioclastos observables son en su mayor parte resedimen-

TURBIDITAS Y "SCARS" DE LA ESTACION DE LAS MINAS CM6

COLUMNA A



COLUMNA B



COLUMNA C

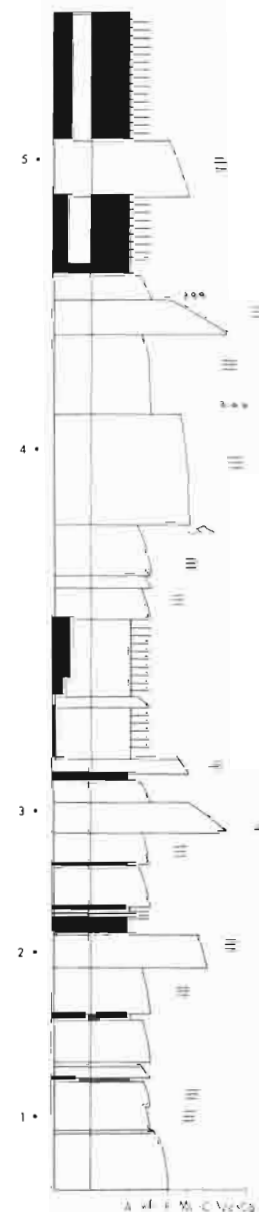


Fig. 2.21. Situación de afloramientos y esquemas de las secciones con turbiditas y «scars» en las proximidades de la Estación de Las Minas.

tados. Las arenas finas y limos son pelmicritas y pelsparitas con poco cuarzo y bioclastos miocenos marinos retrabajados. La fauna autóctona está formada esencialmente por ostrácodos. Por último, los términos más finos consisten en pelmicritas muy finas con terrígenos y extraclastos.

Ejemplos de las litofacies de turbiditas de este tramo se han representado en los cortes de la figura 2.21. Todas estas turbiditas presentan unas estructuras sedimentarias que, en superficie, podrían confundirse con **mud cracks**. Sin embargo, estudiadas con detalle, se observa que corresponden a diaclasas entre 1 y 5 cm. de ancho que afectan desde una a varias capas. Sobre esta red de diaclasas que presentan superficies poligonales, mayoritariamente rectangulares, se han inyectado, desde la capa superior, materiales que las rellenan en forma de diques. Estos diques terminan en un plano de estratificación sobre el que el material, muchas veces, ha «enraizado», es decir, se ha inyectado en el mismo, dando lugar a estructuras parecidas a raíces (foto CM6.2). Se interpretan como resultado de pequeños movimientos sísmicos los cuales han afectado a las últimas capas depositadas, consolidadas parcialmente, dando lugar a la rotura de las mismas y rellenándose posteriormente. Intercaladas en este tramo se encuentran las capas de turbiditas con **scars** (foto CM6.1). Estos **scars**, o incisiones, han funcionado como verdaderos conductos de transporte; así lo atestiguan los depósitos correspondientes a su relleno y que se describen más adelante.

—**Tramo 2.** Una vez rellenos los **scars** la sedimentación turbidítica se uniformiza en toda la parte inferior de las cuencas, llegando a alcanzar más de 100 m (columna CM4, tramo 2).

En resumen, en esta serie turbidítica, que constituye parte de los materiales sedimentados en la parte más profunda de las cuencas, existe una historia compleja que lleva a diferenciar, por lo menos, dos sistemas turbidíticos formados por los tramos 1 y 2. Ambos sistemas deben tener su equivalencia en superficie de erosión sobre plataformas de aguas más someras.

2.2.6.2. SCARS DE LA SERIE TURBIDÍTICA

Asociados al tramo 2, y a lo largo de los afloramientos existentes en el talud de la vía del ferrocarril de Las Minas, aparecen una serie de **scars**, correspondientes a fallas lítricas. Estas fallas han originado el deslizamiento del material turbidítico hacia el interior de la cuenca, dando lugar, a su vez, a sedimentos turbidíticos. Este tipo de **scars** son debidos, probablemente, a movimientos del basamento provocados por la halocinesis de los materiales triásicos en Facies Keuper, subyacentes. Tienen forma de falla lítrica, pero generalmente con el fondo más plano siguiendo, en parte, un plano de estratifica-



Fotografía CM6.1. «Scars» rellenos localizables en la trinchera de la vía del ferrocarril en el camino de la Cañada de Gallego. Columna CM6.



Fotografía CM6.2. Diques «enraizados» en turbiditas del tramo 1 de la Columna CM6.

ción. Su funcionamiento se ha desarrollado a lo largo de varias etapas de erosión y relleno, formando pequeños cañones, a través de los cuales se ha ido produciendo el **by-pass** de un número indeterminado de corrientes de turbidez.

El relleno de estos **scars** se ha efectuado en gran parte por depósitos residuales o de **lag** y, en algunos casos, por capas de corrientes de turbidez diluidas. Es interesante destacar estos aspectos erosivos en una serie turbidítica (resedimentada). Los materiales de esta erosión, por una parte, dan lugar a turbiditas que se depositan en áreas más o menos alejadas y, por otra, presentan un relleno tractivo de facies comúnmente residuales, las cuales dan idea del número y composición granulométrica de las corrientes que han pasado a modo de un canal.

Las dimensiones totales del **scar** estudiado (fig. 2.23), el mayor reconocido, son de unos 50 m de ancho por unos 15 m de profundidad. Su base o incisión podría asimilarse, en facies marinas, a la base de una secuencia deposicional de 1.^{er} orden (?), correspondiente a una fuerte y brusca caída del nivel del lago, y el relleno, al momento en que el nivel del lago empieza a subir, iniciándose la regeneración de la plataforma. El tipo de relleno sería comparable a la barra lateral de un canal (a modo de un incipiente **point bar**, donde las láminas de acreción, **scrolls**, están formadas por microconglomerados y arena gruesa, con cantos imbricados en dirección casi perpendicular a la acreción resultante, paralela al **scar**. Las láminas de acreción tienen 20 cm y generalmente presentan granoclasificación inversa. A lo largo de estas láminas existe granoclasificación decreciente, ocupando los cantos mayores las zonas más bajas de las mismas, (foto CM6. 1). La complejidad del relleno es patente, a veces, con restos de **scrolls** (?), que en realidad son facies B₂ aunque sin base plana, sino formadas sobre superficies de sedimentación en forma de barra. Asimismo este crecimiento se efectúa con intervalos erosivos como lo demuestra la presencia de superficies de reactivación y, dentro de un mismo **scar**, el relleno se efectúa en un flanco, en el otro, así como en la parte central. Esta última se rellena, a veces, por capas convexas, atenuadas hacia el techo que está formado por capas plano paralelas de turbiditas diluidas (fig. 2.23).

2.2.7. COLUMNA «CERRADA DEL EMBALSE DE CAMARILLAS», CM7

Esta serie se ha levantado en la margen izquierda del embalse de Camarillas, junto a la cerrada. La base está situada sobre las calizas cretácicas, en disposición discordante y erosiva. El techo corresponde a la base del primer

CORRELACION DE LAS COLUMNAS CM4, CM5 Y CM6

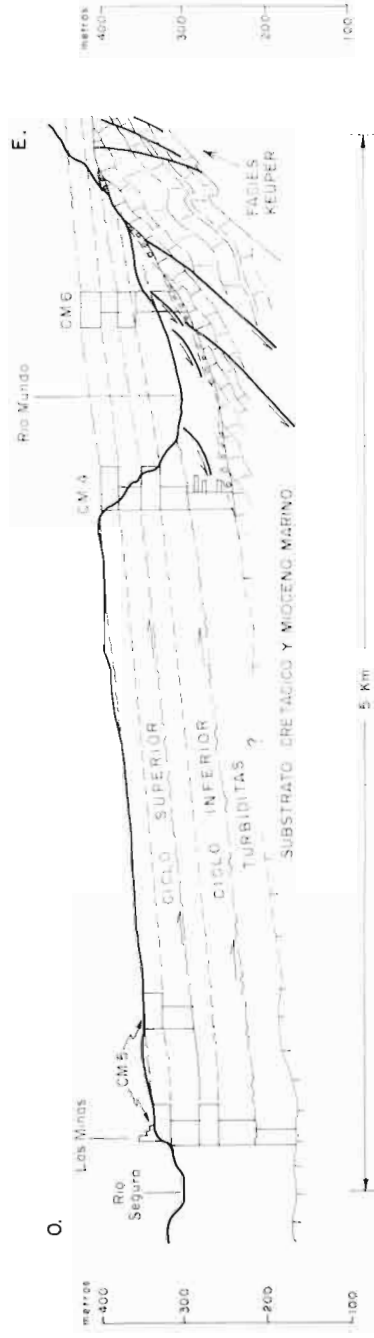


Fig. 2.22. Esquema de correlación de las columnas CM4, CM5 y CM6.

"SCARS" DEL PASO DE NIVEL DE LA ESTACION DE LAS MINAS CM 6 (fig. 2.24 S)

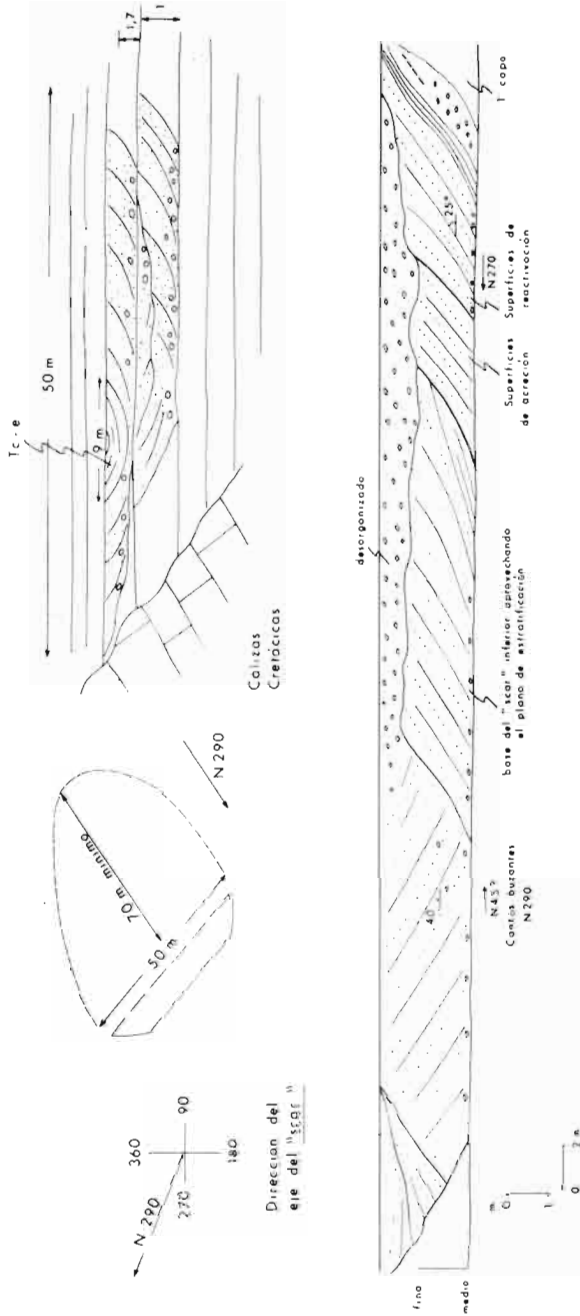


Fig. 2.23. Esquema de la estructura interna de los «scars» observables en el paso a nivel de la Estación de Las Minas (CM6).

CERRADA EMBALSE DE CAMARILLAS CM7

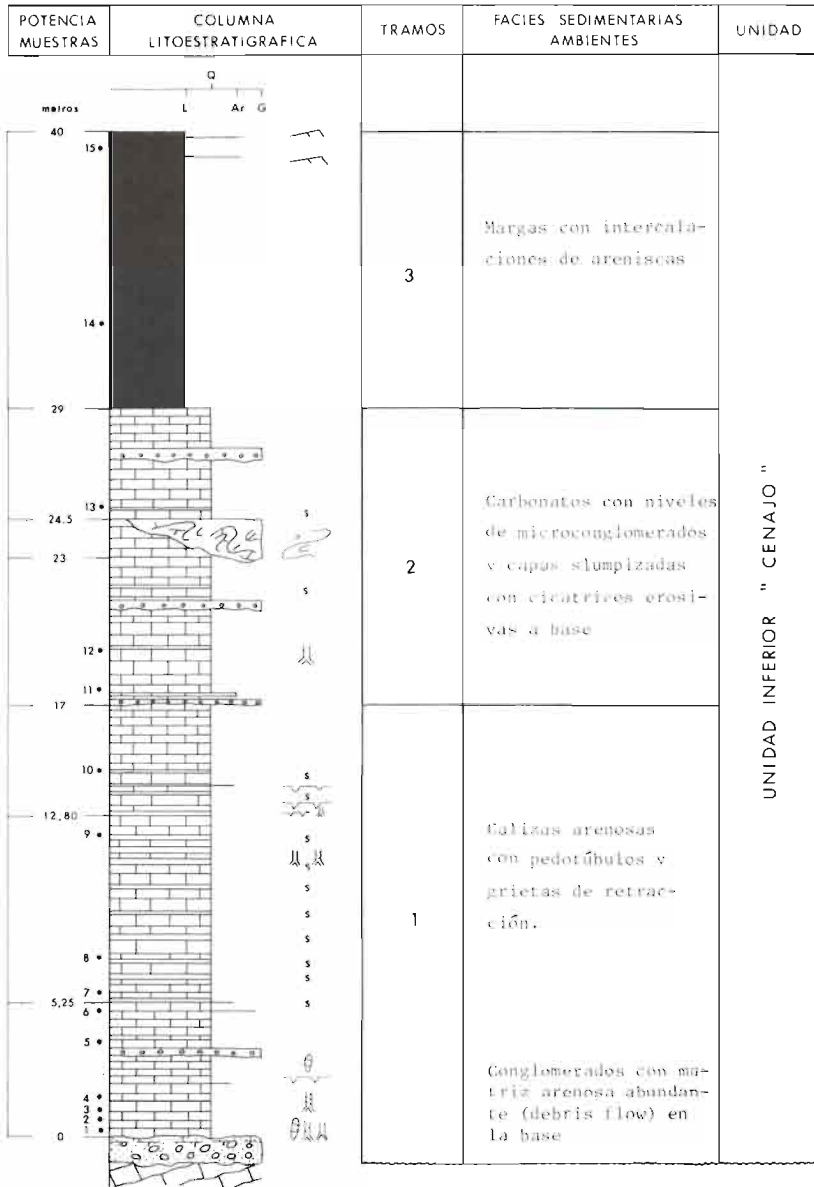


Fig. 2.24. Columna litoestratigráfica de la sección junto a la cerrada del Embalse de Camarillas (CM7).

tramo margoso del ciclo inferior de la Columna CM4, (base, $x = 618,3$ $y = 4244,6$; techo, $x = 618,5$ $y = 4245,8$). La potencia total es de 40 m.

—**Tramo 1.** (fig. 2.24). Comienza por conglomerados de cantos de caliza y cuarcita con matriz arenosa (**debris flow**) que gradualmente van perdiendo los elementos groseros hasta convertirse en capas decimétricas (2-3 dm) de calizas arenosas, con pedotúbulos y grietas de retracción. Estas calizas contienen abundantes restos de gasterópodos y en ocasiones presenta intercalaciones de margas laminadas así como niveles de conglomerados y areniscas en capas finas (2-10 cm). En esta primera parte del tramo, de 6 m de potencia, los carbonatos corresponden a micritas y pelmicritas con abundantes huecos de desecación y raíces, estructuras alveolares y fauna de ostracodos y gasterópodos.

La segunda parte del tramo, también de 6 m de espesor, está constituida por calizas en bancos de espesor decimétrico con abundantes pedotúbulos, grietas de retracción y niveles silicificados. Son frecuentes, dentro de estos niveles, las alternancias de carbonatos compactos con otros porosos y margas. Los niveles más compactos son pelmicritas con fauna de miliólidos, mientras que los más porosos contienen estructuras algales oncolíticas.

Finalmente, los cuatro o cinco metros restantes, están formados por una alternancia irregular de calizas en bancos finos con niveles arcillosos. Algunos de los niveles de carbonatos presentan aspecto brechoide y contienen intraclastos. Texturalmente consisten en intramicritas y pelmicritas con abundantes moldes de raíces.

La potencia de todo el tramo es de 17 m.

—**Tramo 2.** (fig. 2.24). El tramo se inicia por brechas, generalmente con base erosiva, y capas de calizas formadas por carbonatos blandos que presentan localmente desarrollo de pedotúbulos y silicificaciones, en algunos niveles. Hacia la mitad del tramo son visibles cicatrices, con estructura eslumpizada (**scars**), correspondientes a fallas lítricas. Finalmente, hacia el techo la sedimentación se va homogeneizando, dando lugar a niveles de caliza centimétricas (4-10 cm) en los cuales es frecuente reconocer **ripples**. En ellos no se observa bien la estructura interna, aunque su aspecto, tanto interno como externo, hace pensar que se trata de **ripples** de oscilación (Foto CM7.1). La potencia del tramo es de 12 m.

—**Tramo 3.** (fig. 2.24). Este tramo está constituido por una monótona sucesión de margas grises con tonos verdosos con intercalaciones de arenas finas centimétricas (1-2 cm). Estos niveles arenosos son algo más potentes a techo (4-6 cm) y en ellos se pueden reconocer **ripples** tractivos.

La potencia del tramo es de 11 m.

CORTIJO DE LAS HOYAS CM 8

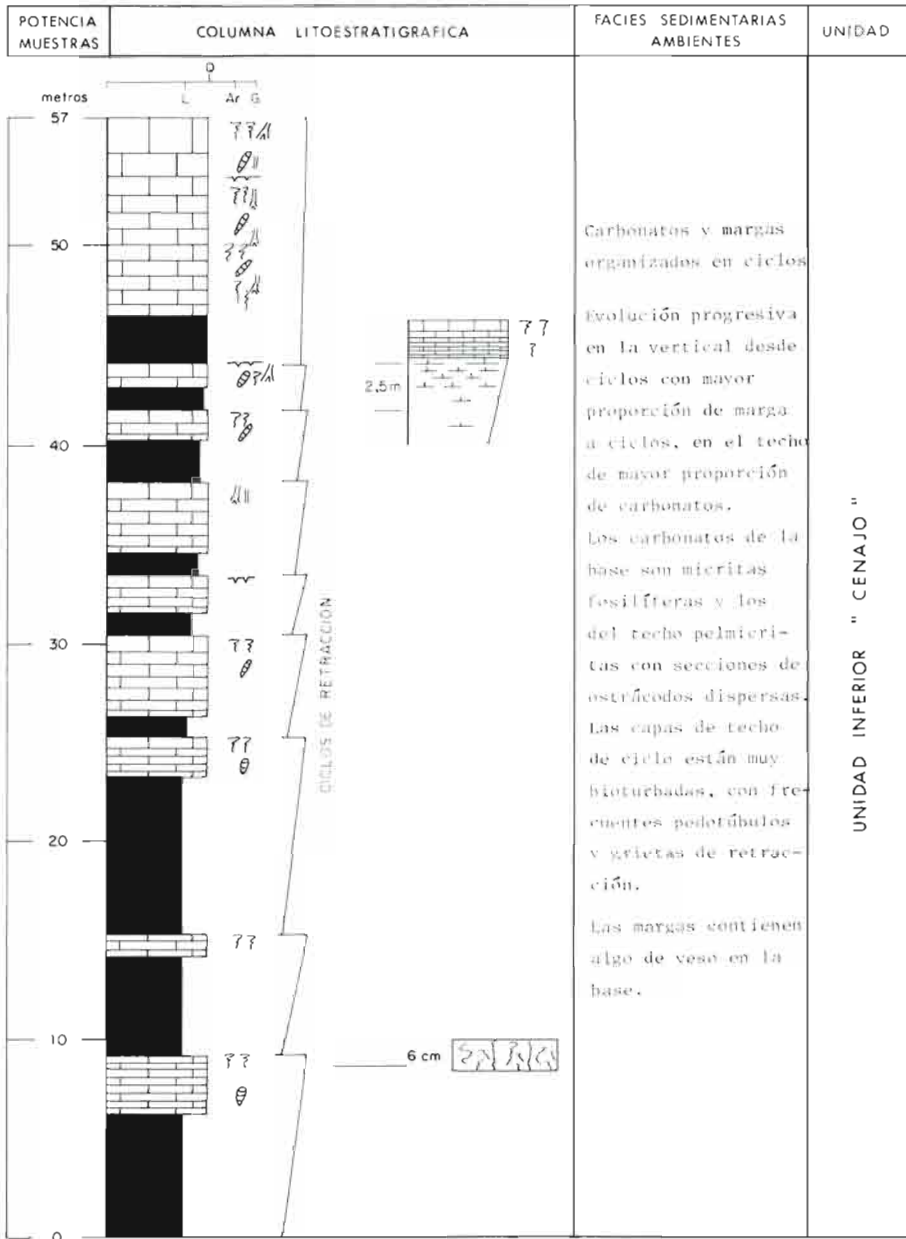


Fig. 2.25. Columna litoestratigráfica de la sección del Cortijo de Las Hoyas.

2.2.8. COLUMNA «CORTIJO DE LAS HOJAS», CM8

Se encuentra situada al Sur de la cuenca, al Oeste del río Segura (fig. 2.11), y la serie se ha levantado a unos 200 m del Cortijo de Las Hojas (No-roeeste del Cortijo de la Dehesa). Su base está situada a 20 m de la segunda terraza del río Segura, y su techo próximo a la cota 410 m (base, $x = 622,3$ y $y = 4243$; techo, $x = 622,8$ y $y = 4243,6$). Aunque en este punto, exactamente, no se observa el contacto con el Mioceno marino, puede asegurarse que la serie se inicia a muy pocos metros por encima de él, como puede comprobarse siguiendo la vega del río Segura aguas arriba. El techo de la columna (fig. 2.25) está situado a muy pocos metros de los niveles equivalentes a las facies eslumpizadas del norte de la cuenca. La potencia total es de 47 m.

Los materiales que componen esta columna corresponden a carbonatos y margas organizados en ciclos. En los tres primeros ciclos, de 6 a 10 m, el componente mayoritario de cada tramo inferior del ciclo es la marga, estando los últimos metros del ciclo (1 a 2,5 m) constituidos por margocalizas y calizas. Los ciclos superiores (2,5 a 4 m) están formados por margocalizas y calizas que terminan por ser netamente calcáreos. La evolución de los ciclos es de capas finas, en la base del ciclo, centimétricas (2-6 cm) a capas más potentes a techo (20-30 cm).

Los carbonatos reconocidos, en esta sección, consisten, hacia la base, en micritas fosilíferas (ostrácodos predominantes) con estructuras de tipo travertínico; se reconocen fábricas algales y rasgos de disrupciones por raíces. Hacia el techo de la serie las calizas son pelmicritas con secciones dispersas de ostrácodos.

Las margas son de tonos grises y presentan en la base yesos, más abundantes cuanto más cerca de la base de la serie están. Las calizas contienen también gasterópodos y, en las capas del techo de cada ciclo, se observa intensa bioturbación y frecuentes pedotúbulos, más abundantes en los ciclos del techo.

Se interpretan como ciclos de retracción y de mayor somerización dentro del conjunto total de la serie.

2.2.9. COLUMNA «CERRO DEL TORRIL», CM9

Esta columna se ha levantado en la zona sureste de la cuenca partiendo de los niveles equivalentes a las capas eslumpizadas del norte de la cuenca, pero, en esta zona, están muy mal representados por capas de pequeño espesor, eslumpizadas, con pequeñas discordancias internas (base, $x: 622,3$ y $y: 4243,0$; techo, $x: 622,8$ y $y: 4243,6$). La potencia total es de 65 m.



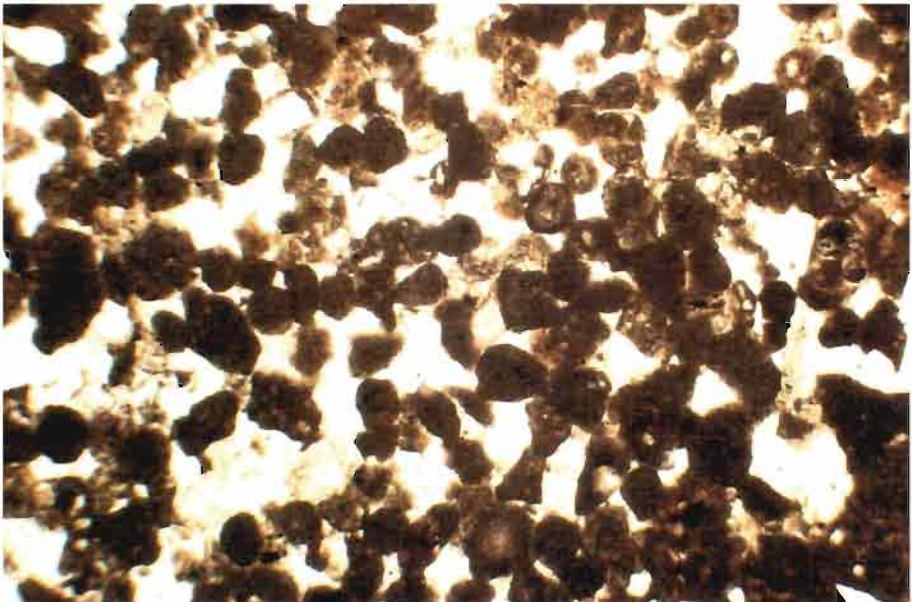
Fotografía CM7.1. «Ripples» de oscilación sobre materiales carbonatados del tramo 2 de la sucesión de la cerrada del Embalse de Camarillas (CM7).



Fotografía CM9.1. Grietas rellenas en las capas de ciclos margas-calizas del tramo 3 de la sección del Cerro del Toril (CM9).



Fotografía CM9.2. Grietas rellenas, posiblemente relacionadas con eventos sísmicos, en el tramo 3 de la sucesión del cerro del Toril (CM9).



Fotografía CM9.3. Dismicrita con conductos y hucos debidos a bioturbación de raíces y desecación. Estructura pelecoidal heterogénea. Tramo 1 de la Columna del cerro del Toril. N//. x55.

—**Tramo 1.** (fig. 2.26). Está formado por margas con intercalaciones de areniscas y calizas. Las margas son grises, con tonos verdosos, frecuentemente nodulosas. Las calizas, en capas centimétricas (4-6 cm), presentan laminaciones algares, restos de materia orgánica, gasterópodos y frecuentes pedotúbulos. Tanto las capas de margas, también laminadas, como los niveles calcáreos, tienen intercalados niveles arenosos, los cuales son sustituidos lateralmente por margas o calizas. Estos niveles arenosos decimétricos (1-2 dm), se presentan con bases erosivas, en secuencias generalmente granodecrecientes, con laminaciones cruzadas de bajo ángulo, laminación paralela y **ripples** a techo (son frecuentes secuencias de Bouma completas). A veces estos siliciclásticos, extracuencales, se presenta como verdaderos tubos, con incisiones muy netas y pavimentos de cantos de cuarcita. La organización de estos materiales es en ciclos de 4 a 12 m, aumentando su espesor hacia el techo del tramo. La base de los ciclos, más potente, está formada por margas y, el techo, (métrico) por calizas. Las «avenidas» de siliciclásticos se pueden encontrar tanto entre los niveles demargas como entre los de carbonatos.

La existencia de abundantes pedotúbulos, en los techos de las capas de carbonatos, indican la tendencia general de cada ciclo a la retracción. La potencia total del tramo es de 37 m.

Los diversos tipos de materiales que componen este tramo presentan microfacies bastante características que son indicativas de condiciones de batimetría muy pequeña. Los carbonatos son micritas y dolomicritas con abundantes grietas de desecación, huecos de disolución temprana y huellas de raíces, apreciándose localmente estructuras alveolares. En la gran mayoría de los casos del carbonato aparece mezclado, en mayor o menor proporción, con terrígenos finos (limo de cuarzo y bioclastos resedimentados), así como con peloides y **gravels** muy finos (foto CM9.3). Los rasgos de exposición o de somerización de las facies anteriormente descritas son también observables en algunos de los niveles más detríticos, particularmente los relacionados con bioturbación de raíces. Por otra parte, hay niveles de carbonatos laminados (estromatolitos) en los que se reconocen estructuras filamentosas, huecos de tipo fenestral y pasadas peloidales. La fauna autóctona asociada consiste casi exclusivamente en secciones de ostrácodos.

Por su parte, los niveles arenosos presentes están constituidos por intraclastos y/o peloides de tamaño variable y con un grado de lavado también diverso. La separación entre intraclastos y extraclastos en estas arenas no es sencilla, aunque los intraclastos verdaderos son esencialmente los fragmentos dolomíticos. Estos aparecen acompañados por granos de cuarzo y feldespatos. La selección suele ser alta, con granos subredondeados a redondeados.

—**Tramo 2.** (fig. 2.26). Está constituido por ciclos métricos (1-2 m) de margas y calizas con niveles de sílex, asociados a las calizas. Las margas son gris-verdosas y su potencia decrece hacia el techo del tramo. Las capas de caliza son centimétricas (2 a 10 cm) y algunos niveles se encuentran removilizados recordando las capas de tormenta marinas. En todas las calizas son comunes la bioturbación, los restos de gasterópodos y, en el techo del tramo se observan **mud craks** y superficies endurecidas (**hard ground**). La potencia es de 20 m. Los carbonatos son micritas y/o dolomicritas con peloides y rasgos netos de exposición subaérea o carácter somero (grietas de desecación, bioturbación, etc.).

—**Tramo 3.** (fig. 2.26). Está formado por margocalizas y calizas organizadas en ciclos métricos (5-10 m). Cada ciclo se inicia con margas en la base y margocalizas (0,20 m) que hacia el techo pasan a calizas (10 a 30 cm). Estas capas de caliza se encuentran muy bioturbadas, y están frecuentemente laminadas debido a crecimientos algales (estromatolitos). Localmente se reconocen tapices algales oncolíticos, en facies de calizas intraclásticas «granudas». Hacia el techo, en los 5 últimos metros se pueden observar capas de inestabilidad (slumpizaciones), niveles de conglomerados y estructuras probablemente relacionadas con eventos sísmicos (fotos CM9.1 y CM9.2). La potencia es de 18 m.

2.2.10. COLUMNA «DELTAS DE LA RAMBLA DEL SALTADOR», CM10

Los materiales cuyo estudio nos ocupa se encuentran en la Rambla del Saltador, al noroeste de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (fig. 2.11). Los afloramientos, situados a lo largo del curso bajo de esta rambla, son puntuales y de reducidas dimensiones. Estos depósitos pertenecen a la etapa final de la sedimentación, concretamente a los últimos estadios de la colmatación de la cuenca.

Por lo tanto, en este sector, la columna sintética del relleno de las cuencas, está situada a techo de la Unidad Superior, «Camarillas», por encima de las facies eslumpizadas, siendo equivalentes al Tramo 6 de la columna CM1 (fig. 2.12) y al Tramo 3 de la columna CM3 (Fig. 2.16).

El estudio del complejo deltaico se ha realizado a partir de una sola sección. Por ello ha sido posible tomar todas las direcciones de los lentejones de areniscas que constituyen el delta. A pesar de ello se han levantado las series estratigráficas posibles, las cuales se han realizado a lo largo del cauce de la Rambla, (fig. 2.27).

COMPLEJO DELTAICO DE LA RAMBLA DEL SALTADOR CM.10
SITUACION DE LAS COLUMNAS

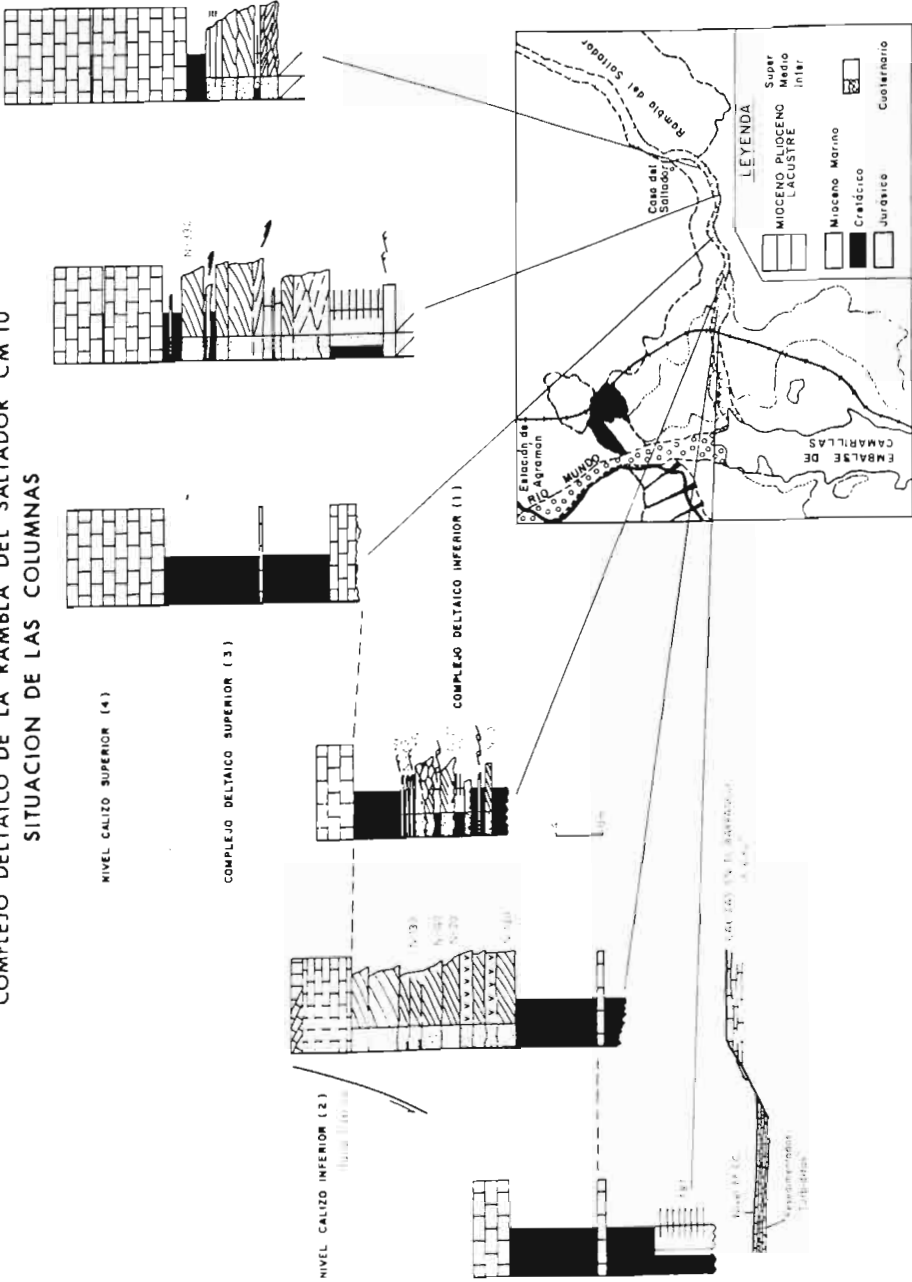


Fig. 2.27. Esquema cartográfico del área de la Rambla del Saltador, con situación de secciones en el complejo deltaico.

TRAMOS DEL COMPLEJO DELTAICO DE LA
RAMBLA DEL SALTADOR

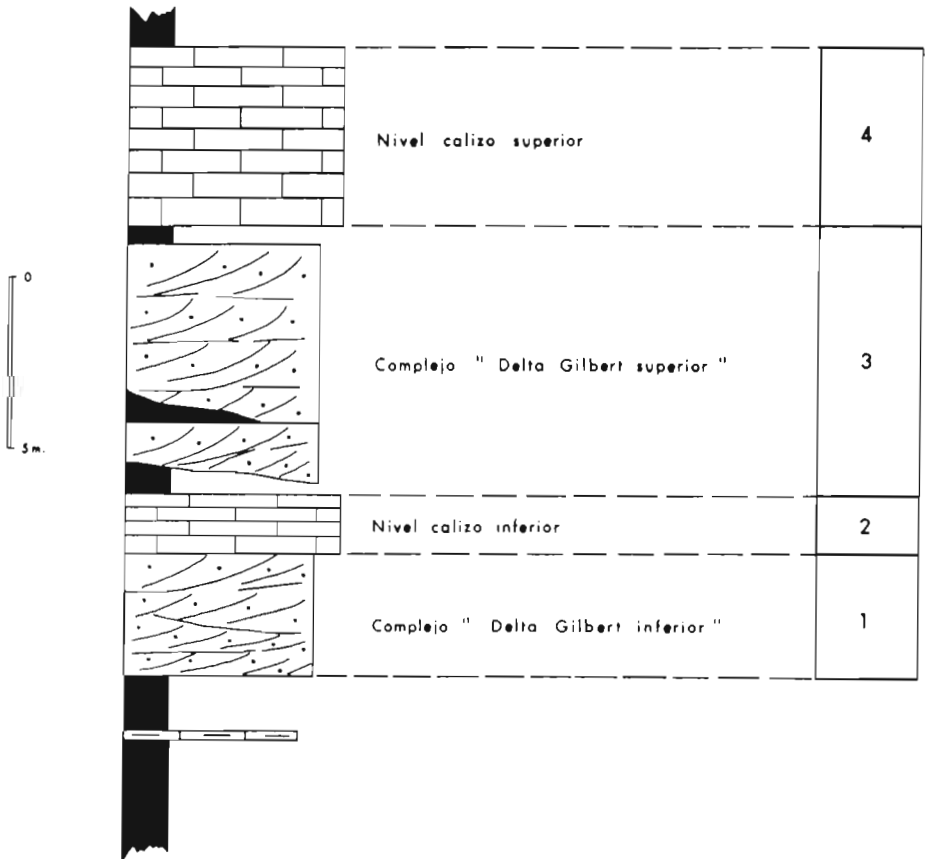


Fig. 2.28. Esquema litológico de los diversos tramos del complejo deltaico de la Rambla del Saltador.

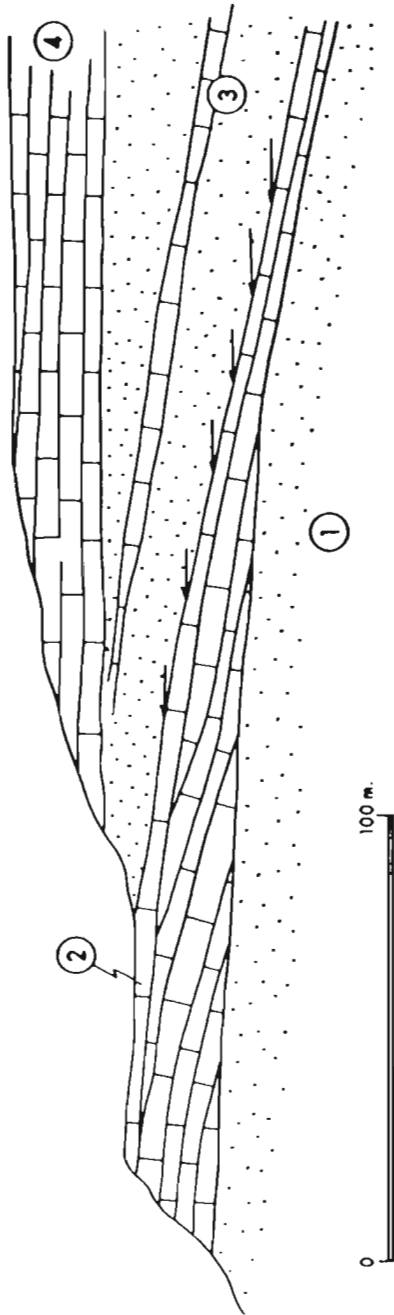


Fig. 2.29. Esquema mostrando las relaciones geométricas entre los tramos distinguidos en la Fig. 2.28.

Finalmente, se ha reconstruido la historia del delta en varias etapas, separadas por niveles calcáreos, donde el cambio de sedimentación, de silici-clástica a carbonatada, puede interpretarse como debido a la elevación relativa del nivel de las aguas del lago. El resultado de este estudio ha permitido separar los siguientes tramos: (fig. 2.27):

1. Complejo deltaico inferior.
2. Nivel calizo inferior.
3. Complejo deltaico superior.
4. Nivel calizo superior.

En la figura 2.28 se han representado esquemáticamente estos niveles, destacando el hecho de la clara discordancia que existe entre el complejo deltaico inferior (1) y el superior (3).

—**Tramo 1. Complejo deltaico inferior.** (fig. 2.27). Muy cerca de la desembocadura de la Rambla del Saltador, en la vía del ferrocarril, se encuentran las facies pelíticas de este complejo deltaico, el cual se desarrolla aguas arriba de la Rambla, en las inmediaciones de la desembocadura del primer afluente por la margen izquierda.

A este punto pertenece el esquema de la figura 2.30. Su espesor es de 15 m, pero aguas arriba de la Rambla, va aumentando en potencia hasta llegar a los 20 m.

El complejo está constituido por barras de orden métrico y granulometría mediana (foto CM10.1), localmente grosera; la composición es mixta, silici-clástica y carbonatada, con poco cemento. Estas barras presentan a veces, cantos blandos en la base, y el techo existe una intensa bioturbación. A su vez las barras se encuentran disectadas por dos tipos de estructuras erosivas: canales y **scars**. Los primeros corresponden a las depresiones rellenas por areniscas con estratificación cruzada en surco. Son los causantes, en los momentos de inundación, de las facies finas entre las que se encuentran las barras, formadas por pelitas y areniscas de grano fino, con laminaciones cruzadas, debidas a **climbing ripples** (foto CM10.2) y a láminas sinusoidales. Los **scars** (fig. 2.31), corresponden a depresiones, en forma de fallas lítricas, rellenas por barras y por depósitos de desbordamiento. Estas estructuras, similares a los **gullies** de los deltas marinos, corresponden a cicatrices fosilizadas por masas que han deslizado hacia el interior del lago originando turbiditas. En realidad son deslizamientos periféricos de los sistemas deltaicos (**peripheral slide**).

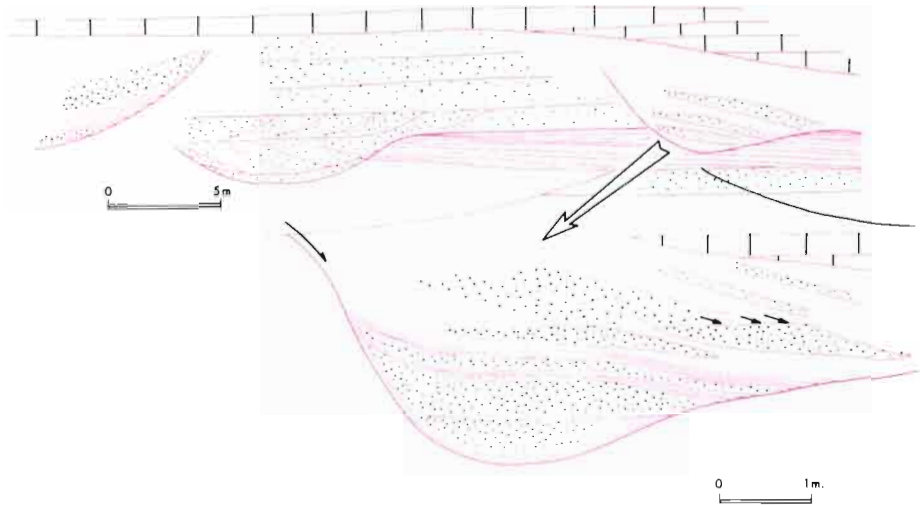
Todo el conjunto descrito se ha calificado como un complejo deltaico de tipo Gilbert. En realidad, cada barra corresponde a un pequeño delta



Fotografía CM10.1. Barras de granulometría media, de composición mixta siliciclástica-carbonatada, en el complejo deltaico inferior de la Rambla del Saltador.



Fotografía CM10.2. Laminaciones cruzadas y «climbing-ripples» en las barras arenosas del complejo deltaico inferior. Sucesión de la Rambla del Saltador.



Rambla del Saltador. "Scars" tipo "gullies".

Fig. 2.30. Esquema de los «scars» de tipo «gully» observables en los complejos deltaicos de la Rambla del Saltador.

dentro de este modelo. Los canales son el reflejo del ajuste de sedimentos, en las partes proximales o en los momentos en que el nivel del lago es estacionario o alto, y tasa alta de sedimentación. Los **scars** indican la destrucción de la parte frontal de sistema deltaico, en momentos en que el nivel del lago es bajo, debido, probablemente, a las variaciones estacionales.

—**Tramo 2. Nivel calizo inferior.** (figs. 2.28 y 2.29). El nivel calizo inferior está constituido por dos facies distintas: las correspondientes a los afloramientos de la vía férrea y alrededores, y las de los afloramientos de la cabecera de la Rambla. Algunos de los niveles calcáreos están separados por una zona de falla (lístrica). Los niveles calcáreos de la vía del ferrocarril están en una posición ligeramente inferior (fig. 2.28), siendo el producto de la re-sedimentación de otras capas carbonatadas y corresponden, en conjunto, a un nivel de turbiditas carbonatadas diluidas.

Por el contrario, los niveles de la Rambla, han sido depositados in situ formando mounds. Son frecuentes, en estos niveles, los restos de gasterópodos y de caráceas (foto CM10.3).

" SCARS " DE LA RAMBLA DEL SALTADOR
C.M.10

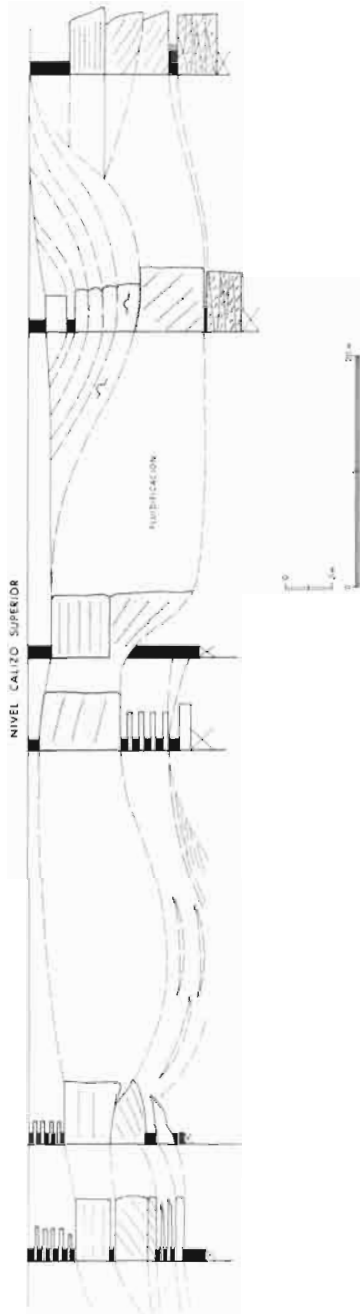


Fig. 2.31. Esquemas de correlación entre secciones parciales de los «scars» de la Rambla del Saltador.

—**Tramo 3. Complejo deltaico superior.** (fig. 2.31). Está formado por barras, canales, depósitos de desbordamiento, **scars** y **slumping**. También depresiones rellenas por depósitos finos, de desbordamiento, asimilables a los **gullies** de los complejos deltaicos marinos.

Las barras, como en el caso anterior, constituyen el verdadero delta Gilbert. En algunas de ellas, siempre de orden métrico, pueden observarse las láminas de **top set** y de **bottom set**. El resto de características son similares a las descritas para el término inferior, a excepción del gran desarrollo que presentan los depósitos de pantano (**masch**, foto CM10.4). Estos depósitos presentan abundantes capas de carbón intercaladas entre depósitos de desbordamiento. Los últimos están formados por areniscas de grano fino, con láminas paralelas, **ripples** y abundantísimos restos de gasterópodos, producto del desbordamiento de canales activos (foto CM10.5). Estos niveles de areniscas con gasterópodos, podrían asimilarse a depósitos de **crevasse** de una serie deltaica marina.

—**Tramo 4. Nivel calizo superior.** (fig. 2.32). Está formado por dos tramos de calizas y por un nivel de pelitas. El tramo inferior presenta abundantes discordancias intraformacionales que pueden interpretarse como **scars** de masas que deslizan hacia el interior del lago, dando lugar a carbonatos resedimentados. El superior (foto CM10.6), corresponde a una sedimentación más tranquila, presentando un cierto paralelismo entre las capas y formación de pequeños **mounds**. Entre éstos se observan niveles oncolíticos. Las superficies de **scars**, hacia la parte alta del tramo, se encuentran completamente bioturbadas y separadas por pelitas carbonosas que pueden interpretarse como charcas pantanosas.

El conjunto de estos cuatro tramos puede interpretarse como un complejo deltaico de tipo Gilbert. Este complejo ha sufrido, como mínimo, un proceso de abortamiento y regeneración, debido, probablemente, a un ascenso del nivel del lago. Ello comporta un envejecimiento de la red fluvial y el establecimiento de una sedimentación carbonática expansiva. Este nivel de carbonatos (nivel inferior) divide a la serie siliciclástica en dos tramos. Asimismo, al final de la historia del lago, durante sus últimos episodios de colmatación, se depositan los niveles carbonosos descritos.

En los momentos de descenso del nivel del lago, estos complejos deltaicos se han debido destruir parcialmente, al menos por la parte frontal, dando lugar a estructuras de inestabilidad que, han originado series turbidíticas de mayor o menor espesor.

Los niveles de carbonatos pueden utilizarse como criterios de correlación entre esta serie y la adyacente a la Sierra de Los Donceles (Tesorico, CM1), de características más proximales o fluviales en sentido amplio.



Fotografía CM10.3. Carbonatos del nivel calcáreo inferior de la Rambla del Saltador.



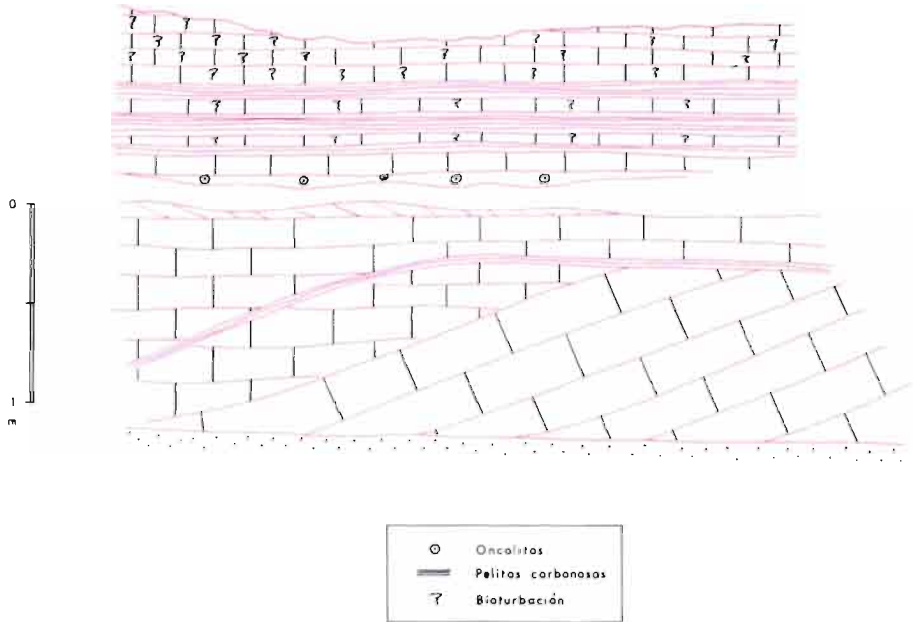
Fotografía CM10.4. Depósitos de desbordamiento asociados a «marshes». Restos vegetales y gasterópodos. Sección de la Rambla del Saltador.



Fotografía CM10.5. Facies de desbordamiento del complejo superior deltaico tipo Gilbert. Rambla del Saltador.



Fotografía CM10.6. Carbonatos a techo del complejo deltaico superior. Rambla del Saltador.



Rambla del Saltador. Nivel calizo superior.

Fig. 2.32. Esquema de los depósitos del nivel calizo superior de la Rambla del Saltador.

2.2.11. SÍNTESIS DE LA CUENCA DEL EMBALSE DE CAMARILLAS-LAS MINAS

La historia de esta cuenca es la más completa y compleja de todas las estudiadas. Su historia se inicia con la sedimentación de depósitos siliciclásticos de origen extracuenca, transportados por sistemas de abanicos deltaicos, erosionados y resedimentados en facies turbidíticas (Columna CM1, tramo 1, y CM4, tramos 1 y 2). Todo ello lo indican los continuos **scars**, que afectan a los propios niveles turbidíticos siliciclásticos y a las capas turbidíticas de carbonatos depositadas en las zonas internas de la Cuenca (Columna CM6). Esta continua movilidad es debida a la halocinesis constante de las Facies Keuper triásicas. Con la homogenización de la sedimentación, en capas cada vez menos potentes de turbiditas y la aparición de sedimentos lacustres varvados, termina la **primera etapa** de la sedimentación de esta cuenca.

La **segunda etapa** se caracteriza por depósitos netamente lacustres

organizados en dos grandes ciclos de somerización (Columna CM1 tramo 2 y CM4, tramo 3), durante los cuales tiene lugar la sedimentación de facies yesíferas y carbonatadas asociadas a estromatolitos, cuya diagénesis da lugar a la concentración de azufre en nódulos (Columna CM5 y CM4 tramo 3). Por tanto, el brusco cambio en la sedimentación entre esta segunda etapa y la anterior puede considerarse como una paradiscordancia interna, importante dentro de la historia de la cuenca.

La **tercera etapa** se caracteriza por la sedimentación en ciclos de retracción métricos (6-10 m) de margas-calizas, finamente laminadas, en varvas (columna CM1, tramo 3, y columna CM9). Comienza por la sedimentación de margas con niveles arenosos.

Hacia la mitad de esta etapa, en conjunto expansiva, se inician los primeros depósitos de diatomitas, cada vez más frecuentes y potentes, coincidiendo probablemente con las máximas cotas de profundidad del lago en su evolución. Esta etapa fue interrumpida bruscamente por un evento sísmico acompañado por manifestaciones volcánicas (fotos CVM.1 y CMV.2). Las consecuencias de este evento marcan un hito, o línea de tiempo, en todas las cuencas estudiadas, lo que ha permitido separar en la cartografía dos grandes unidades: **Unidad Inferior Cenajo** y **Unidad Superior Camarillas**. La primera de ellas engloba las tres primeras etapas descritas, la segunda las dos etapas que se describen a continuación.

La base de la **cuarta etapa** comienza con la resedimentación de materiales (eslumpización, foto CM1.2., columna CM1, tramo 4 y Columna CM2, tramo 4) y continúa con ciclos de somerización (retracción) similares a los de tercera etapa (Columna CM1, tramo 5 y CM4 tramo 5). Hay una gran profusión de diatomeas en los ciclos de la base, que van disminuyendo con el proceso de somerización hacia el techo de los ciclos y en los ciclos del techo (CM1 y CM2). Termina esa etapa con un tránsito de facies lacustres de plataforma a facies más marginales.

La quinta etapa corresponde a la última fase de la sedimentación de la Cuenca, representada por facies fluviales o deltaicas (columna CM1, tramo 6, CM2, tramo 6; CM3 techo de tramo 3 y CM10). Las facies fluviales están representadas por canales de alta sinuosidad (meandros) y sus correspondientes facies de inundación (Columna CM1 y CM3). Las facies deltaicas equivalentes corresponden a complejos deltaicos tipo Gilbert (Columna CM10).

Como en las otras cuencas, con toda probabilidad al final del Mioceno, tiene lugar un levantamiento general cuya consecuencia fue la formación de extensos abanicos aluviales cuyos sedimentos, conglomerados tipo **debris flow**, se encuentran en discordancia erosiva y ligeramente angular con los materiales depositados en ésta y las otras cuencas estudiadas.



Fotografía CMV.1. Contacto característico entre las rocas volcánicas lamproíticas y la roca encajante, correspondiente a los ciclos de margas y carbonatos depositados durante la Tercera etapa de sedimentación de la Cuenca de Las Minas-Camarillas.



Fotografía CMV.2. Microfotografía en la que se observa el contacto irregular entre fragmentos piroclásticos (roca lamproítica con fenocristales de flogopita) y micrita algo arenosa lacustre. Proximidades del Cerro del Monagrillo. N/7, x55.

2.3. SISTEMAS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA DE ELCHE DE LA SIERRA-COBATILLAS

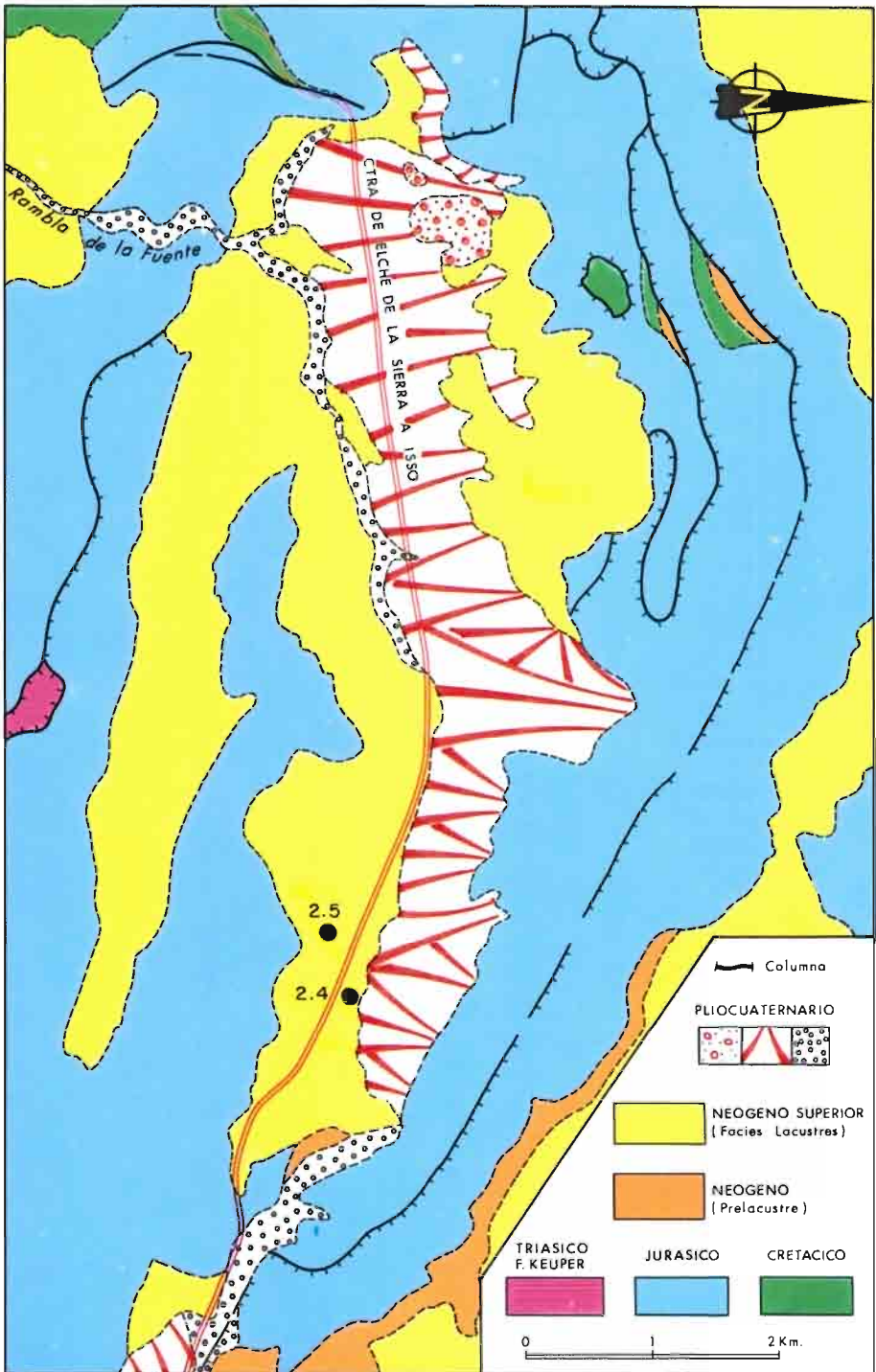
Esta cuenca, aunque de gran desarrollo (8 km de largo en dirección este-oeste, y 4 km en su parte más ancha, en dirección norte-sur), presenta muy poca potencia de sedimentos, depositados sobre una sinforma jurásica en los que también están involucrados facies marinas de edad Mioceno superior (Mapa geológico de la cuenca, fig. 2.33). Sin embargo, existen numerosas explotaciones de diatomitas, por lo que se han realizado todas las secciones posibles y se han visitado los afloramientos con mejores condiciones de observación. El resultado ha sido el reconocimiento de los materiales correspondientes a la parte superior de la serie general de todas las cuencas estudiadas. Las bases de estas secciones, dadas las facies reconocidas, deben encontrarse muy próximas a los niveles eslampizados de la base de la **Unidad Superior Camarillas**. Por lo tanto nos encontramos probablemente en los niveles diatomíticos posteriores a la etapa sísmica, asociada al volcanismo, de la cuenca de Camarillas-Las Minas, y a la eslampización posterior de materiales común a todas las cuencas.

2.3.2. COLUMNA «RAMBLA DEL BUITRE», EC1

Esta columna se ha levantado en las explotaciones que existen en el paraje de la Rambla del Buitre (base 592-458,2, techo 592-582,300). Se desconoce el muro, y el techo está en discordancia erosiva con los conglomerados, originados durante el Cuaternario, procedentes de los relieves jurásicos. La potencia estudiada es de 22 m.

Los materiales que se han estudiado a lo largo de esta serie (fig. 2.34) corresponden a margas y calizas, con algunas intercalaciones arenosas y niveles diatomíticos, organizados en ciclos métricos (2,5 a 3 m) de gran monotonía. Los ciclos comienzan por margas laminadas, de tonos grises claros a oscuros, que contienen abundantes restos de vegetales, de gasterópodos y niveles diatomíticos. En la vertical estas margas pasan a margocalizas y finalmente a capas de caliza en bancos finos (2-4 cm) finalizando en bancos más potentes de carbonatos (10-30 cm). Tanto las capas de margocalizas como las de calizas van perdiendo, también, las intercalaciones de margas. Los bancos de carbonatos que forman las capas duras (calizas) contienen niveles silicificados, moldes y restos de gasterópodos y, de manera ocasional, escamas de peces. Los últimos 8 m están formados, casi exclusivamente, por capas de calizas.

MAPA GEOLOGICO DE LA CUENCA ELCHE DE LA SIERRA - COBATILLAS



CALVO y ELIZAGA - 1989

Fig. 2.33. Mapa geológico de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas.

RAMBLA DEL BUITRE EC1

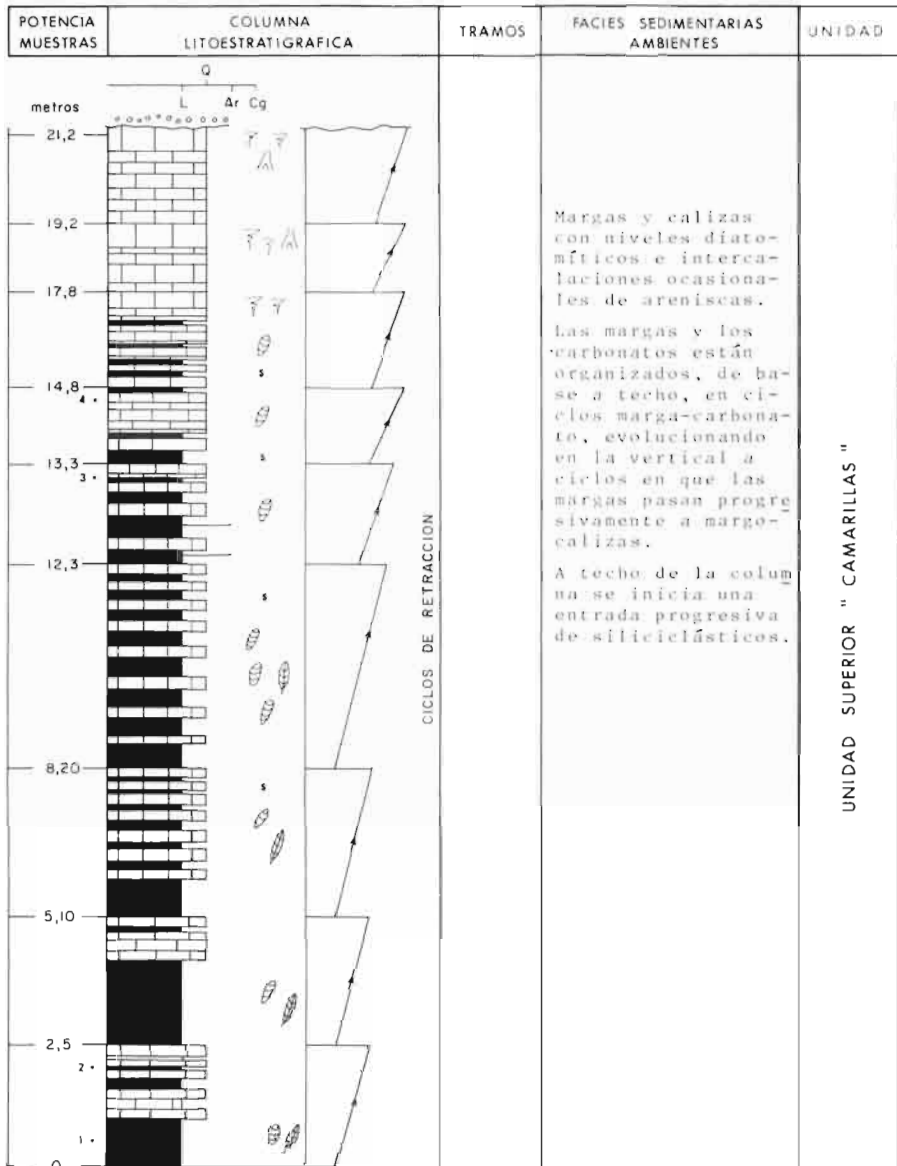


Fig. 2.34. Columna geológica de la sección de la Rambla del Buitre (EC1).



Fotografía EC1.1. Ciclos métricos de margas y calizas con intercalaciones esporádicas de arenas y niveles explotables de diatomita en la sucesión de la Rambla del Buitre (EC1).



Fotografía EC3.1. Facies varvadas con carbonatos, diatomitas y materia orgánica en los tramos explotados en la cantera Manville Española, S. A., Elche de la Sierra.

El ciclo comienza por capas de carbonatos finas, centimétricas, y acaba con bancos gruesos. En estos ciclos hay constante evidencia de bioturbación, en el techo de cada capa y también de la existencia de moldes de raíces y pedotúbulos (foto EC1.1).

2.3.3. COLUMNA «CANTERA ALARCÓN PALACIOS», EC2

La columna se ha realizado en la cantera que le da nombre (fig. 2.35), la cual está situada muy cerca del Km. 25 de la carretera de Elche de la Sierra a Isso. Su potencia es de 20 m.

Los materiales están constituidos por calizas y margas con niveles de diatomita y frecuentes capas silicificadas. Las capas forman pequeños repliegues asociados a fallas sinsedimentarias y su organización es cíclica. En los primeros metros de la base (4,50 m) los ciclos son menos potentes, coincidiendo con una gran abundancia de niveles de diatomita y niveles de 15 cm de sílex laminado. Los últimos 70 cm, de estos primeros metros, que cierran un probable ciclo general, contienen pasadas arenosas y están constituidos por capas de caliza (20-30 cm) con abundancia de gasterópodos. Los ciclos superiores son todos similares, de orden métrico (0,50 a 1,50 m), y comienzan con niveles de margas grises laminadas, muy diatomíticas y con intercalaciones de sílex (30-50 cm); continúan con pasadas finas de carbonatos (2-6 cm) que van aumentando hacia la vertical (12-20 cm) poniendo fin al ciclo. Estas capas de caliza contienen, niveles de gasterópodos y están intercaladas por niveles de sílex, o están silicificadas. A lo largo de toda la serie se encuentran restos de peces (escamas) aunque la característica predominante es la abundancia de niveles de diatomeas y de sílex.

2.3.4. EXPLOTACIONES MANVILLE ESPAÑOLA, S. A.

En estas explotaciones, situadas en las proximidades de Elche de la Sierra (Cortijo del Campillo), se encuentra la sucesión más completa dentro de esta cuenca. Lamentablemente, no ha sido posible tener acceso directo a los datos de la explotación, de forma que sólo se dispone de datos muy generales sobre este punto y los análisis de algunas muestras puntuales.

Los materiales que afloran en esta explotación pertenecen a la **Unidad Superior «Camarillas»**. Se tiene constancia, por información suministrada en la propia explotación, de que la sucesión tiene al menos unos 120 m de

CANTERA ALARCON PALACIOS EC2

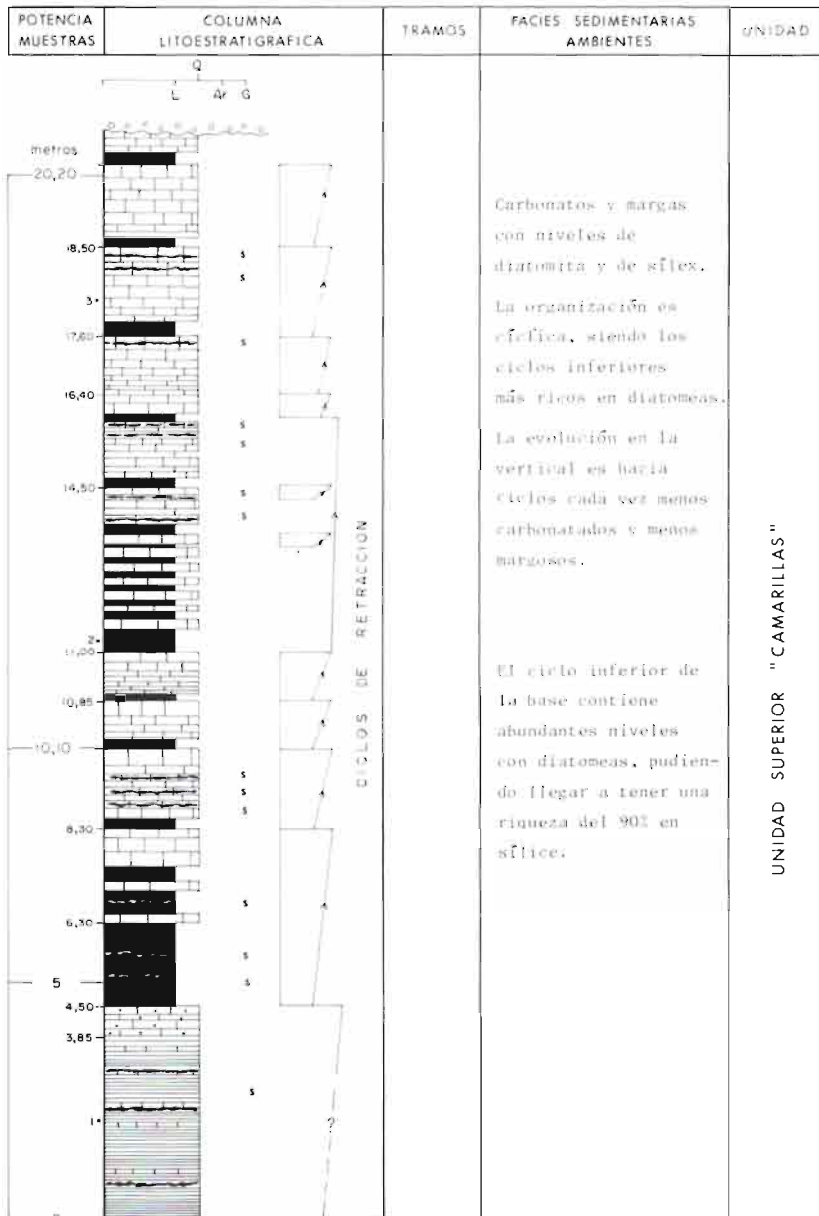


Fig. 2.35. Columna litoestratigráfica de la cantera de Alarcón Palacios (EC2).

espesor. Esta sucesión está constituida por una alternancia de bancos gruesos de margas diatomíticas, la mayor parte de ellas de gran pureza (en algunos casos hasta el 90% de SiO₂) y niveles finos estériles consistentes en carbonatos tabreados silicificados. Desde el punto de vista minero se distinguen, al menos, ocho capas productivas que reciben nombres variados (de abajo arriba: capa subk, K, champiñones, santos, barrones, D4, D5, D6). El espesor de estas capas productivas oscila entre 3 y 8 m. Internamente presentan una laminación muy fina de carácter varvado, tal como la presentada en la foto EC.3.1.

2.3.5. SÍNTESIS DE LA CUENCA DE ELCHE DE LA SIERRA-COBATILLAS

En esta cuenca únicamente se conoce parte de la **Unidad Superior Camarillas**. Esta parte corresponde a los tramos con diatomitas situados inmediatamente a techo de los niveles eslampizados. La importancia de esta cuenca y la razón de su estudio, estriban más en el factor económico, debido a las explotaciones que tienen lugar, que al puramente sedimentológico. No obstante se han estudiado con detalle todos los afloramientos de la cuenca, constatándose que los tipos de ciclos de retracción, columnas EC1 y EC2, cantera de la Rambla de Carrasquilla, etc., son similares a los existentes en la misma posición stratigráfica de las otras cuencas. Esto ocurre tanto en la potencia (4-10 m), como en su desarrollo (bases margosas que evolucionan, a techo, a capas de calizas cada vez más potentes).

Además se ha estudiado la evolución isotópica O18, C13 y se ha comparado con niveles similares de porcelanitas de las cuencas del Cenajo e Híjar, obteniéndose series verticales que indican la misma evolución sedimentaria. Por tanto es más que probable que esta cuenca haya evolucionado de una manera muy similar a las otras (Cenajo, Camarillas-Las Minas e Híjar). De hecho, en la columna de la Rambla del Buitre (EC1), se encuentran a techo, en capas muy erosionadas, entradas de siliciclásticos más abundantes hacia el techo, indicando el principio de la progradación deltaica.

2.4. SISTEMAS DEPOSICIONALES DE LA CUENCA DE HÍJAR

Esta cuenca ha sido estudiada por su especial situación y por su entorno (fig. 2.36). La superficie actual es de 4 Km² y en ella se han posido medir series con más de 250 m de potencia. Sus límites este y oeste corresponden a fallas

MAPA GEOLOGICO DE LA CUENCA DE HIJAR

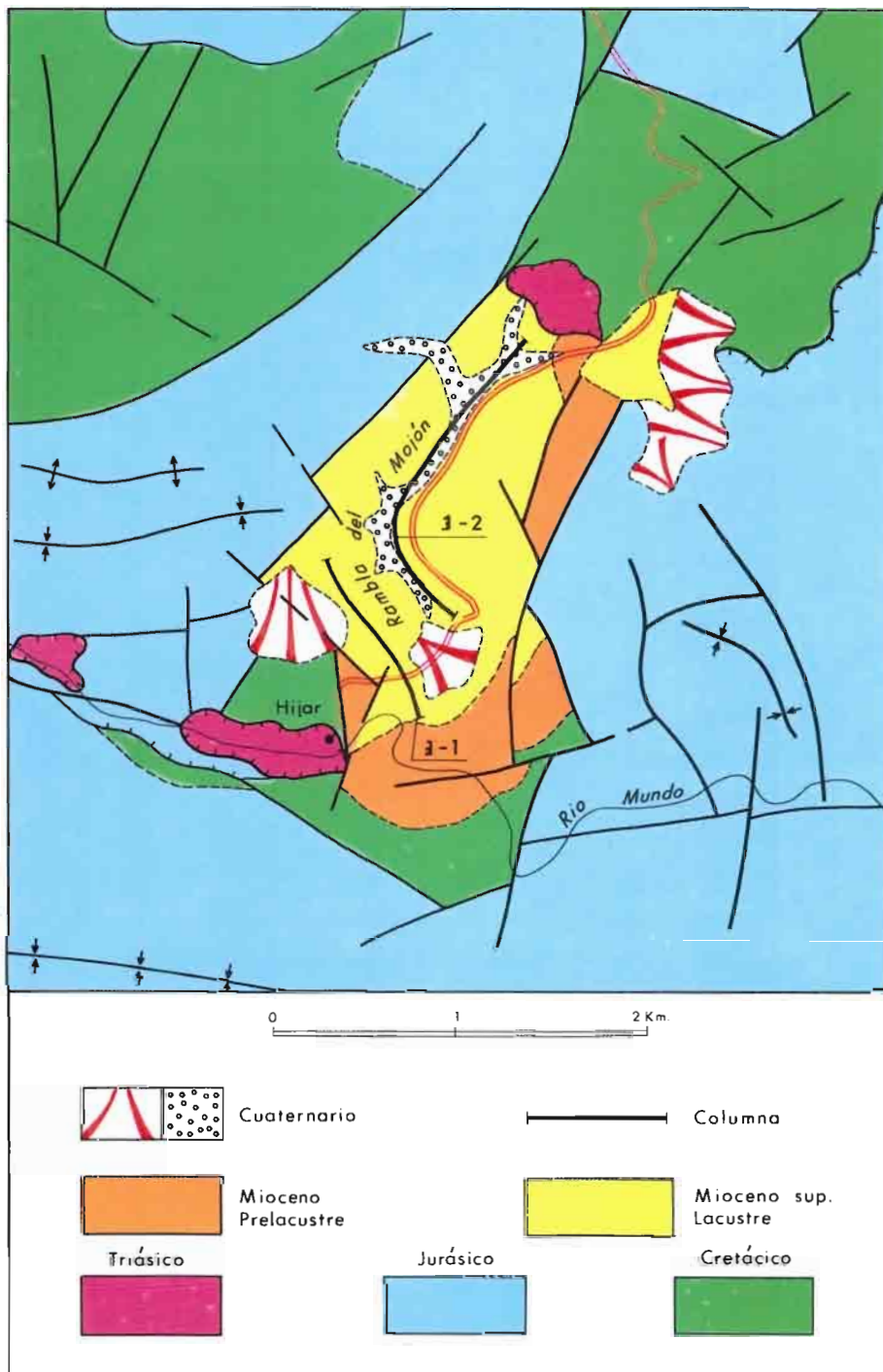


Fig. 2.36. Mapa geológico de la Cuenca de Híjar.



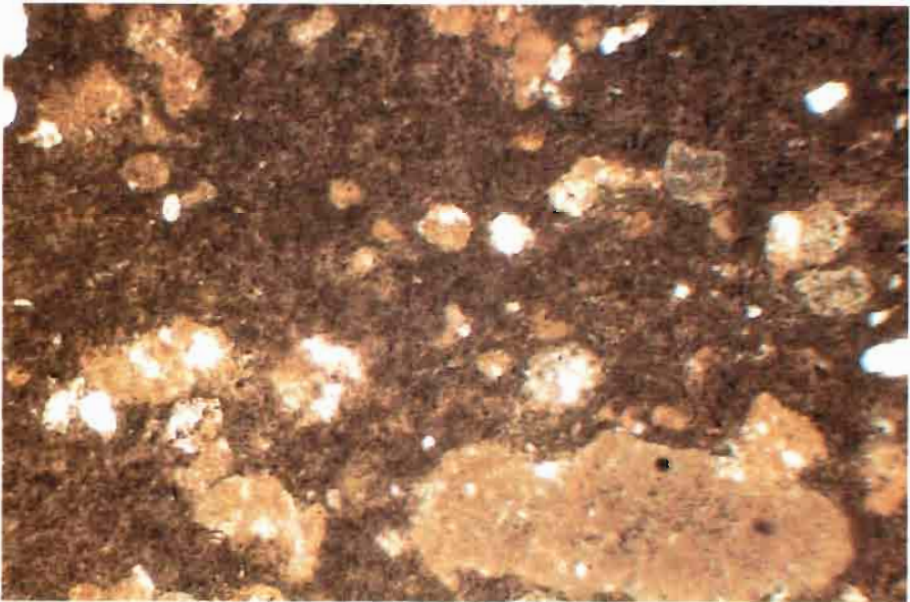
Fotografía H1.1. Aspecto general de la serie de la Cuenca de Hija (representados en la columna H1). En la parte inferior se sitúan las facies marinas del Mioceno medio. En la parte intermedia, el tramo 1, de composición esencialmente terrígena, y en la parte superior del tramo 2, predominantemente carbonatado.



Fotografía H2.1. Niveles de areniscas finas con gradación positiva formando ciclos limitados por carbonatos en bancos finos. Tramo 1 de la sucesión de la Rambla del Mojón (H2).



Fotografía H2.2. Margas y carbonatos finamente estratificados. Las margas corresponden en gran parte a intramicritas. Sección de la Rambla del Mojón (H2).



Fotografía H2.3. Aspecto al microscopio de los niveles margosos «detríticos» en la sección H2, Rambla del Mojón. Fragmentos carbonáticos irregularmente redondeados empastados en matriz micrítica. N//, x55.

normales orientadas según la dirección NO-SE y, tanto al norte como al sur, afloran las Facies Keuper de edad Triásico superior. La base de los sedimentos lacustres se sitúa discordantemente sobre materiales cretácicos y sobre las biocalcarenitas del Mioceno superior marino (Tortonense). Estas últimas son el yacente más moderno de ésta y otras cuencas, como ya se ha expuesto reiteradamente. Además de las peculiaridades de ser una cuenca aislada y limitada por fallas normales, tiene interés por presentar afloramientos de muy buena calidad en los que se han podido realizar cortes detallados y datar, mediante micromamíferos, dos tramos de las columnas estudiadas. Estas son generales y se han elaborado a E = 100, aunque en este trabajo se reproducen a E = 1:1000. Su potencia, de 210 a 236 m, puede dar una idea bastante clara de la evolución de la cuenca. La primera de ellas (H1) corresponde a una zona con dominio de siliciclásticos, de tipo marginal; la segunda (H2) corresponde a una zona del lago en que las entradas de siliciclásticos o no llegan o son de mayor estabilidad. En cualquier caso, y pese a las pequeñas dimensiones de esta cuenca, ambas columnas son diferentes y pueden considerarse complementarias, tanto pensando en la evolución vertical como en la evolución horizontal de la sedimentación lacustre.

2.4.1. COLUMNA «CERRO DE HÍJAR», H1

La base de esta columna se sitúa cerca del Río Mundo, en la carretera que va a la población de Híjar en dirección NO (base, x = 745,7 y = 4440; techo, x = 745,5 y = 4440,5). Su yacente corresponde a biocalcarenitas de edad Tortonense (Mioceno Prelacustre en el Mapa Geológico de la figura 2.36). La potencia total es de 210 m (fig. 2.37, foto H1.1).

—**Tramo 1.** (fig. 2.37). Está constituido por capas de conglomerados y areniscas de bases erosivas. Los conglomerados están organizados en capas métricas (1-2 m) con bases erosivas y techos ligeramente convexos. Los cantos son mayoritariamente cuarcíticos (extracuencales) y la matriz que los engloba es arenosa. Se han atribuido, sin muchas reservas, a bases y zonas proximales de abanicos deltaicos. Sus equivalentes de techo evolucionan a areniscas y microconglomerados con intercalaciones de margas, con abundante fauna de basterópodos, restos vegetales y restos de micromamíferos. El espesor es de 70 m.

—**Tramo 2.** (fig. 2.37). La base del tramo está constituida por capas de calizas, en lechos centimétricos (2-4 cm), alternando con algún nivel de

conglomerados y areniscas (micritas arenosas) con ostrácodos y foraminíferos rodados. A partir de estos niveles aparece una sucesión monótona de biomicritas finamente laminadas y con ostrácodos y gasterópodos, con intercalaciones de niveles margosos. Todo ello está organizado en ciclos de retracción, que comienzan por las margas y terminan con las calizas. Finalmente, el techo de este tramo está formado por bancos masivos de micritas (20-60 cm) con nódulos de sílex, localmente ricos en gasterópodos. La potencia total es de 140 m.

2.4.2. COLUMNA «RAMBLA DEL MOJÓN», H2

Esta columna se ha realizado partiendo del puente de la carretera a Híjar, que cruza la Rambla del Mojón, y siguiendo aguas arriba por la Rambla (base, $x = 746$ y $= 4440,5$; techo, $x = 746,5$ y $= 4441,8$). La potencia total medida es de 236 m. No obstante, existe una fractura hacia la mitad del primer tramo que puede haber ocasionado la repetición o la pérdida de algunos metros de la serie, aunque éstos no tienen importancia para la interpretación general.

—**Tramo 1.** (fig. 2.38). La parte inferior de esta serie se compone de una monótona sucesión de margas con intercalaciones de calizas, porcelanitas y areniscas. Los tramos margosos están todos laminados y presentan abundante materia orgánica (restos vegetales) y gasterópodos. A partir de los 50 m comienzan a encontrarse niveles de diatomeas, en las facies laminadas, y silicificaciones. Las secuencias internas de las margas (30 cm) comienzan por niveles de arenas finas, continúan con margas masivas con fragmentos de carbonatos (mayoritariamente intraclastos) y restos vegetales, y terminan por laminitas varvadas con restos de diatomeas en organización granodecreciente. Las capas de caliza están formadas por pequeños bancos de carbonato laminado (1-40 cm). Estos carbonatos cierran los ciclos (4-10 cm) que se inician con las margas, frecuentemente silicificadas. Las areniscas (foto H2.1) son de grano medio a fino y se presentan en niveles centimétricos (10-20 cm) con bases suavemente erosivas y granoclasificación decreciente. Hacia el techo, las capas de caliza se hacen más potentes (10-20 cm), a la vez que disminuye la potencia de los niveles margosos y aumenta el contenido de gasterópodos y los niveles de diatomeas. El espesor del tramo es de 175 m.

Los niveles margosos que componen la parte inferior de las secuencias (foto H2.2) consisten en intramicritas formadas por fragmentos subredondeados (foto H2.3) sostenidos por la matriz. Esta matriz es una mezcla homo-

RAMBLA DEL MOJON H2

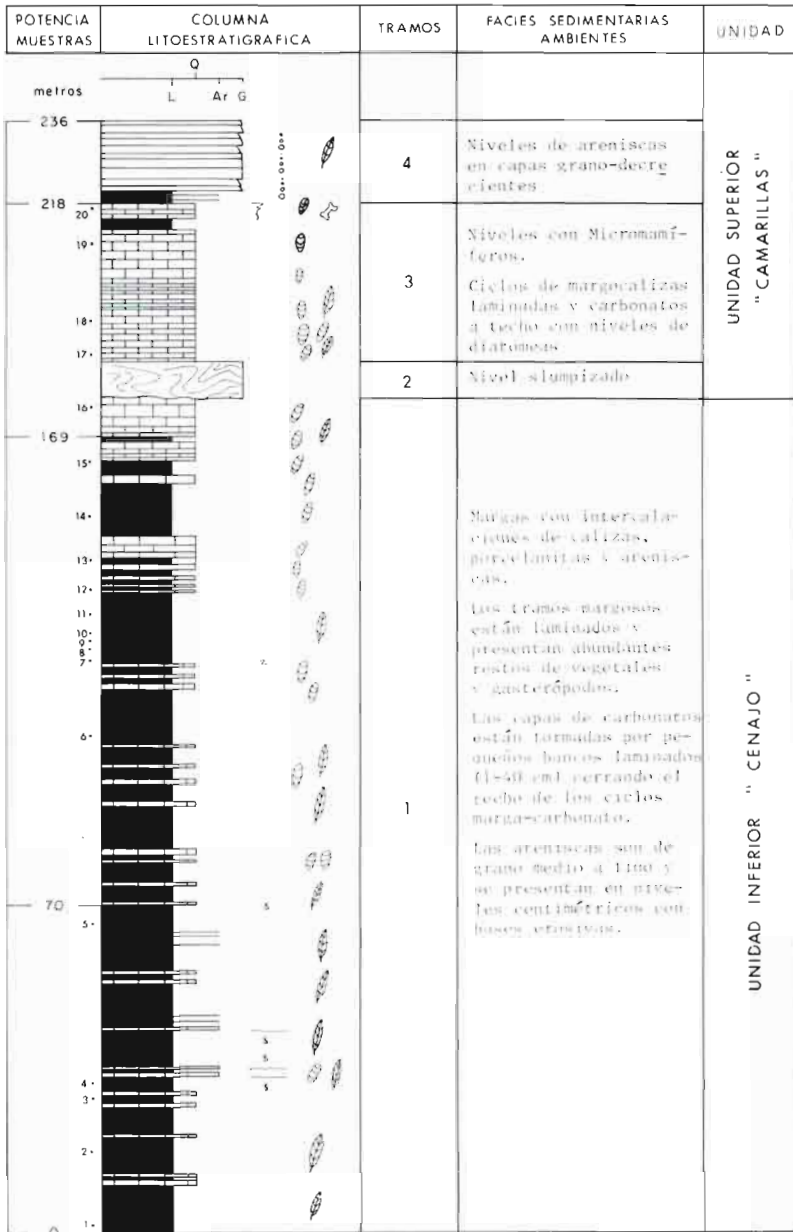


Fig. 2.38. Columna litostratigráfica de la sección de Rambla del Mojón (H2).

génea de cristales de aragonito muy finos y diatomeas. Por su parte, los niveles del techo (foto H2.4) se presentan, al microscopio, como una alternancia (varvada) de láminas ricas en diatomeas y láminas de carbonato. Este aparece en forma de cristales equidimensionales de calcita, de diámetro variable entre 15-30 micras. En algunos niveles, las diatomeas aparecen fuertemente calcitizadas, perdiéndose la laminación antes señalada. Los niveles más calcáreos corresponden a micritas y microesparitas con fósiles dispersos.

—**Tramo 2.** (fig. 2.38). Está formado por capas eslampizadas del tramo anterior. En la parte inferior, es mayor la abundancia de bloques y cantos de tamaño variable. Separada de la anterior por una cicatriz, se encuentran grandes bloques en los que se conservan las capas del tramo anterior. La potencia de este tramo es de 6 a 10 m.

—**Tramo 3.** (fig. 2.38). Comienza con facies muy someras de tipo palustre, constituidas por capas de caliza, en bancos decimétricos, (10-20 cm) con abundancia de gasterópodos y de restos vegetales.

En los metros siguientes se aprecia cierta ciclicidad. Así, se reconocen de 3 a 8 m de carbonatos en bancos finos (1-4 cm) que terminan con bancos más masivos (10-20 cm). Todo el conjunto presenta una evolución estratocreciente. Estos niveles calizos corresponden a biomicritas de ostrácodos, gasterópodos, restos de carofitas y plantas. Los términos más laminados, a mediana escala presentan, en microfacies, una fábrica densa de diatomeas orientadas. Por su parte, los bancos masivos suelen corresponder a micritas con bioclastos más dispersos y con menor grado de orientación. En el techo del tramo se ha encontrado y datado fauna de micromamíferos (Turolense Superior), así como gran abundancia de pedotúbulos que indican el cambio en la sedimentación sufrido en el tramo siguiente. La potencia total es de 30 m.

—**Tramo 4.** (fig. 2.38). Está formado por conglomerados, areniscas y arcillas, en capas grano y estrato-decrecientes. Los conglomerados (centiles de 8 a 10 cm) son de cantos de cuarcita extracuencales, con abundante matriz arenosa y restos de gasterópodos. Las areniscas son granodecrecientes, sin organización interna. Finalmente cada secuencia, organizada en el orden descrito, termina por capas de margas, con un espesor total de 1 a 3 m. Estos depósitos se han atribuido a facies fluviales de abanicos aluviales. El techo del tramo está disectado por depósitos cuaternarios, y la potencia total es de 18 m.

2.4.3. SÍNTESIS DE LA CUENCA DE HÍJAR

Esta cuenca se eligió, como ya se dijo en el primer apartado, por tener la peculiaridad de estar limitada, al este y al oeste, por fallas normales y ser de pequeña extensión superficial. Sin embargo, como puede observarse en las dos columnas realizadas, complementarias en la vertical, está representada prácticamente toda la historia geológica de la cuenca. Además, se han encontrado dos de los yacimientos (Híjar 1 e Híjar 2) de micromamíferos que han permitido datar la parte inferior de la serie general como Vallesiense superior, y la parte superior como Turoliese superior (Calvo *et al.*, 1978).

El yacente de la cuenca (columna H1) corresponde a facies marinas de edad Tortoniense inferior-medio. Sobre ellos descansan, en discordancia erosiva y angular, los niveles conglomeráticos y arenosos del tramo 1 de la columna H1. Estos niveles se han considerado como sedimentados por abanicos deltaicos, obteniéndose, para su techo, una edad Vallesiense superior (**primera etapa**). Sobre estos últimos materiales se desarrolla una sedimentación monótona, en ciclos de marga-caliza, que reflejan una cierta tendencia a la somerización (Columna H1, base del tramo 2).

La **tercera etapa** está representada por ciclos de retracción en los que se pueden reconocer niveles diatomíticos. Las facies correspondientes a la columna H1 (techo del tramo 2) se han interpretado como facies más marginales que las correspondientes y equivalentes a las de la columna H2 (tramo 1). No obstante, el contenido de diatomeas crece, en ambas, hacia el techo.

La **cuarta etapa** comienza con el evento sísmico regional que separa la **Unidad Inferior Cenajo** de la **Unidad Superior Camarillas** (columna H2) y está caracterizada por los niveles resedimentados (**slumping**) de los materiales depositados en la etapa anterior. Cuando la sedimentación se homogeneiza, se inicia la **cuarta etapa** durante la cual se vuelve a la misma situación que en la etapa tercera, esto es máximo nivel de agua en el lago, y probable máxima profundidad. La etapa culmina con facies cada vez más someras (retracción) en la vertical (columna H2 tramo). En estos ciclos se ha encontrado fauna de micromamíferos cuya edad es Turoliese superior.

La **quinta etapa** está representada por el tránsito y posterior desarrollo de las facies lacustres a un sistema fluvial. Este sistema, que empieza por ser distal (meandriforme), parece evolucionar a un sistema de abanicos aluviales de facies cada vez más proximales (canales trenzados).

El final del registro de la cuenca se termina cuando se superponen, erosionando el techo y en discordancia, materiales conglomeráticos cuaternarios, debidos a abanicos aluviales procedentes de los relieves circundantes.

3. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LAS CUENCAS

En este capítulo se tratará de modelizar, a través de la síntesis de los datos expuestos anteriormente, la historia geológica de las cuencas. En primer lugar, se hará referencia a los principales tipos de facies reconocidos (**tipología de facies**) y a la columna sintética general (**modelo deposicional**) y a su análisis, en segundo lugar. En el tercer apartado se situarán y analizarán los hitos tectónicos más importantes que han influido en la evolución de las cuencas (**modelo tectónico**). En cuarto lugar, se definirán las principales unidades sedimentarias del relleno de las cuencas (**unidades deposicionales**).

Finalmente se realiza un análisis comparativo de la historia geológica de estas cuencas con la de otras cuencas conocidas en la península y con la plataforma marina del sureste español (**validación del modelo**).

3.1. TIPOLOGÍA DE FACIES Y PETROLOGÍA

3.1.1. INTRODUCCIÓN

Las dos grandes unidades en que se han dividido los materiales sedimentados en los lagos («**Cenajo**» y «**Camarillas**») deben considerarse como partes de un complejo deposicional lacustre. En base a las asociaciones de facies, los sedimentos que caracterizan el relleno de estas cuencas son: las construcciones realizadas por cursos fluviales, en muchos casos de carácter esporádico o torrencial, cuya composición principalmente siliciclástica, y que forman cuerpos deltaicos (sedimentación aloctona de las cuencas), y las unida-

des **in situ**, como los depósitos de carbonatos, evaporitas y diatomitas (sedimentación autóctona s.s.). La redistribución y sedimentación de estos materiales en zonas profundas da lugar a los sistemas o series turbidíticas entre las que se intercalan facies «pelagicas». Éstas están formadas por algunos de los depósitos antes mencionados (diatomeas, carbonatos, etc.) así como por cenizas y piroclastos de origen volcánico y fracción siliciclástica fina transportada por el viento.

En conjunto, la evolución de las cuencas lacustres puede analizarse como un pequeño modelo, a escala, de una cuenca marina. Los depósitos de plataforma bordean el lago, mientras que los materiales inestables, movilizados desde las plataformas, se depositan en las zonas «internas», centrales o más profundas, en forma de turbiditas, junto con las «pelagitas». Las bajadas bruscas del nivel del agua del lago son las responsables de la movilización, dando lugar a la formación de turbiditas por destrucción de los deltas y las plataformas construidos en momentos del nivel alto. Los máximos descensos del nivel de los lagos propician, por su parte, la deposición de evaporitas.

De manera general, se pueden agrupar los cuerpos sedimentarios más importantes según su ambiente deposicional y, posteriormente, buscar sus relaciones.

En **zonas marginales y plataformas**, en las que a su vez se pueden originar dos tipos de sistemas sedimentarios:

- Sistemas clásticos**. Se caracterizan por su abundancia en terrígenos extracuencales. Dan lugar a los abanicos deltaicos, deltas y facies fluviales asociadas a los bordes de los lagos.
- Sistemas carbonáticos**. Se caracterizan por su abundancia en carbonatos de diferentes tipos. Dan lugar a las plataformas carbonatadas y marjales.

En **zonas internas**, en las que se diferencian al menos otros tres tipos de sistemas sedimentarios:

- Sistemas clásticos**. Se caracterizan por la resedimentación de materiales intracuencales, es decir, todos aquéllos sedimentados anteriormente, tanto procedentes de los sistemas carbonáticos como de los sistemas clásticos. Dan lugar a depósitos turbidíticos en sentido amplio (complejos esclampizados, **scars**, rellenos de turbiditas, etc.).
- Sistemas evaporíticos**. Se caracterizan por la presencia de yesos de diferentes tipos.
- Sistemas carbonatados**. Se caracterizan por la sedimentación en capas finas milimétricas («varvas») constituidas por diversos

tipos de carbonatos y material silíceo biogénico (diatomeas). Estas acumulaciones carbonáticas, con mayor o menor presencia de diatomeas, se producen en partes distales o internas de las plataformas, en tránsito continuo con las zonas más profundas y centrales de los cuerpos lacustres.

Por último, con independencia del ambiente sedimentario, hay que añadir los depósitos **volcánicos** y/o **volcanoclásticos**, los cuales sólo han podido reconocerse en la cuenca de Camarillas-Las Minas.

3.1.2. TIPOLOGÍA DE FACIES

3.1.2.1. *FACIES DE ZONAS MARGINALES Y PLATAFORMAS LACUSTRES. SISTEMAS CLÁSTICOS Y SISTEMAS CARBONÁTICOS*

Estos tipos de facies, situadas en los bordes de los lagos, se originan, fundamentalmente, por dos procesos fundamentalmente. El primero de ellos es el transporte de material siliciclástico por los torrentes y ríos, dando lugar a la construcción de **sistemas clásticos** (Fluviales y Deltaicos). El segundo proceso es físico-bioquímico y da lugar a los **sistemas carbonáticos** (depósitos de plataformas carbonatadas, típicamente lacustres y a los marjales o **marshes**, en la terminología anglosajona).

La sedimentación de ambos sistemas es coetánea, dando lugar a la interdigitación de sus materiales. La presencia relativa de unos y otros (siliciclásticos y carbonatos) varía desde la zona más exterior del margen lacustre (incluyendo aquí zonas finales de los complejos fluviales o partes expuestas de abanicos aluviales) hacia zonas ya claramente situadas dentro del cuerpo de agua lacustre. En este caso, existe un neto predominio de carbonatos generados dentro del lago. En todo este ámbito del margen de los lagos pueden coexistir lateralmente los depósitos siliciclásticos y carbonáticos o bien alternarse en la vertical. En este caso la sedimentación carbonatada es más generalizada y expandida en el tiempo, frente a la deposición de material siliciclástico, de carácter mucho más esporádico y, en gran parte, ligada a tormentas (abastecimiento de cierta cantidad de terrígenos en muy corto espacio de tiempo).

Cuando los cursos fluviales tienen un carácter más o menos permanente, aparecen deltas bien desarrollados. El predominio de facies siliciclásticas puede venir acompañada por la presencia de facies carbonáticas, intercaladas a techo de las secuencias deltaicas, siendo los carbonatos indicativos de etapas de menor actividad fluvial y mayor producción orgánica. Corresponden a momentos con alto nivel de agua en el lago (relativos).

A) *DEPÓSITOS FLUVIALES*

Los sistemas reconocidos a techo de las series lacustres en las cuencas de Camarillas-Las Minas, Híjar y, localmente, Elche de la Sierra-Cobatillas, corresponden a canales de alta sinuosidad (meandriformes) y a canales de baja sinuosidad, de zonas distales a medias, de abanicos aluviales.

Los primeros están constituidos (Columna CM1, tramo 6) por las siguientes facies:

- a) Cuerpos arcillosos grises con intercalaciones de niveles arenosos de grano grueso, limitados por superficies plano-paralelas, a escala de afloramiento, laminación cruzada tendida y **ripples** tractivos a techo. Intercalan ocasionalmente niveles finos de conglomerados. Se han interpretado como facies de desbordamiento del sistema fluvial.
- b) Cuerpos arenosos organizados en ciclos estrato y granodecrecientes, con techos plano convexos y acreción lateral. Se han interpretado como barras de meandro.

Los cuerpos formados por canales de baja sinuosidad citados en segundo lugar están constituidos por:

- a) Niveles métricos de arcillas rojas con intercalaciones arenosas sin organización aparente.
- b) Capas de conglomerados de orden decimétrico de cantos calcáreos con organización granodecreciente y estratificación en surco. Se encuentran niveles de areniscas seccionados a techo, con laminación oblicua, depositadas durante las caídas de flujo. Se han interpretado como canales trenzados de facies proximales-medias de abanicos aluviales.

B) *DEPÓSITOS DELTAICOS*

En las cuencas estudiadas pueden diferenciarse dos tipos de cuerpos deltaicos. Unos de pequeño desarrollo en los que dominan las capas de conglomerados (Cuenca de Cenajo-CI-, Cuenca de Híjar-HI- y Cuenca de Camarillas-Las Minas-CM2). Estos son verdaderos deltas torrenciales (**fan deltas**), funcionando esporádicamente, con un gran aporte de sedimentos en un corto espacio de tiempo. El otro tipo de deltas (Cuenca de Camarillas-Las Minas-CM10-) es un verdadero sistema deltaico lacustre (Delta Gilbert), con funcionamiento continuo de curso fluvial. Tiene un crecimiento esporádico por el aporte discontinuo del material y el retrabajamiento del mismo por la corriente fluvial y por el oleaje en momentos de vientos fuertes.

Los **deltas torrenciales** estudiados en las cuencas del Cenajo y de Camarillas-Las Minas se encuentran mejor desarrollados en la primera etapa de relleno de las cuencas. Están constituidos por capas de conglomerados, de cantos de tamaño diverso que provienen, en su mayoría, de áreas formadas por Facies Utrillas y por relieves calcáreos y dolomíticos, jurásicos y cretácicos. En su organización se han distinguido los siguientes tipos de facies:

- a) Alineaciones de cantos formando verdaderos pavimentos.
- b) Niveles de cantos que representan depósitos residuales por lavado de las fracciones finas de un **debris flow**.
- c) Niveles medianamente organizados en pequeños canales con fuerte incisión y extensión lateral de pocos metros.
- d) Capas de conglomerados, con cantos alineados en forma de barras, laminación de muy bajo ángulo y cicatrices de reactivación marcadas por láminas de areniscas o por cambios granulométricos importantes.

El análisis de las facies de los **deltas lacustres** (deltas tipo Gilbert) ha tenido como base el sistema deltaico estudiado en la cuenca de Camarillas-Las Minas, en la Rambla del Saltador (Columna CM10).

Este sistema deltaico se ha dividido, a su vez, en un complejo deltaico inferior y un complejo deltaico superior, separados por niveles de carbonatos que marcan el ascenso del nivel del lago con lo que se produce la muerte momentánea de los deltas.

Las facies más características del complejo deltaico son:

- a) Barras de orden métrico, con granulometría mediana y composición siliciclástica y carbonatada, poco cementada.
- b) Estructuras erosivas (canales y **scars**), disectando a las barras, rellenas, a su vez por areniscas con laminación cruzada en surco.
- c) Pelitas y areniscas de grano fino con laminación cruzada, debida a **climbing ripples**, y láminas sinusoidales (facies de inundación).
- d) Depósitos de carbón de zonas pantanosas (**marsh**), asociados a facies de inundación e intercaladas en el sistema deltaico.

Su organización, como ya se ha descrito (Columna CM10), corresponde a complejos deltaicos tipo Gilbert, los cuales tienen mayor desarrollo en la vertical. Complejos deltaicos similares, aunque con líneas de acreción frontal más pendientes, han sido descritos por Surdam & Wolfbauer (1975), y Dean & Fouch (1983).

Estos **sistemas marginales clásticos** recogen depósitos con un amplio espectro granulométrico, desde gravas a limos. Las primeras presentan variaciones composicionales en estrecha relación con los relieves inmediatos a partir de los cuales se abastecen. Dominan netamente las gravas de composición calcárea, tanto calizas como dolomías, aunque los clastos de cuarcita y cuarzo son muy abundantes en aquellos depósitos abastecidos por relieves con presencia de Facies Utrillas. Por su parte las arenas, e incluso los limos, son mayoritariamente litarenitas y reflejan netamente la composición de las áreas fuentes antes reseñadas. Como hecho destacable, buena parte de la moda de las areniscas está formada por granos de dolomías que son monocristales rómbicos («dolomías terrígenas»). Además de ello, en algunos niveles de areniscas finas y/o limos gruesos destaca la presencia de fauna miocena de facies marina. El principal componente suelen ser los caparazones de globigerínidos presentes, con carácter general, en las margas miocenas marinas que forman, en muchos casos, el borde de las cuencas lacustres.

C) *DEPÓSITOS DE PLATAFORMA CARBONATADA*

Dentro de este ámbito se acumulan tanto carbonatos depositados **in situ** como materiales carbonatados resedimentados. En este apartado se incluirán únicamente los primeros, ya que los resedimentados se incluyen dentro del grupo **sistemas clásticos de zonas internas**.

En las cuencas estudiadas, los carbonatos más frecuentes forman capas de espesor comprendido entre algunos centímetros y pocos decímetros (2-3 dm), y se organizan en ciclos métricos (< 12 m) que comienzan por margas, con intercalaciones de capas calizas, para finalizar en una mayor abundancia de capas de calizas. Margas y calizas se presentan muy a menudo laminadas y muy pocas veces de forma masiva. En ambas facies son abundantes los restos de materia orgánica (vegetales en general) y los de faunas de gasterópodos cuando la situación es más marginal. Por el contrario, el contenido en uno y otro tipo de restos orgánicos es menor, y la abundancia de diatomeas aumenta cuando la situación en la plataforma es menos externa.

Las facies de carbonatos más abundantes se pueden integrar en dos grupos:

- a) **Carbonatos masivos**. Constituidos por dolomías (micríticas y pelmicríticas) y calizas (micritas, pelmicritas, intramicritas y biomicritas). Las dolomías son la facies más características y abundantes dentro de las plataformas carbonáticas en los estadios iniciales de la evolución de los lagos, y dan lugar a bancos de espesor decimétrico. La textura típica es de dolomicritas.

En términos muy someros de las secuencias, los bancos exhiben estructuras y laminación de **ripples** (oscilación) y localmente grietas de desecación. La fábrica típica son pelisparitas, pelmicritas y texturas intraclásticas. Ocasionalmente presentan estructuras de tipo **hummocky**. Por su parte, las calizas aparecen de forma más neta en las plataformas carbonáticas desarrolladas en estadios ulteriores de la evolución del lago. Se han reconocido tres facies de calizas masivas con amplia presencia en las cuencas estudiadas: niveles de travertinos, niveles de calizas palustres con desarrollo de rasgos de desecación y/o bioturbación de raíces, y bancos gruesos de biomicrocritas con gasterópodos. Estos últimos están ampliamente desarrollados hacia el techo de las sucesiones, salvo en aquellas áreas donde la progradación de sistemas terrígenos (sistemas deltaicos y/o fluviales) es muy neta.

- b) **Carbonatos tableados o laminados**. Constituidos por calizas (micritas, pelmicritas, intramicritas y biomicrocritas). Las fábricas características son micritas fosilíferas, esencialmente ostrácodos, más o menos limosas y detríticas. Caracterizan la parte superior de secuencias desarrolladas en zonas algo más profundas de las plataformas carbonatadas.

Las facies margosas corresponden a dos tipos principales:

- a) **Margas arcillosas, masivas o laminadas**. Las margas masivas presentan tonos oscuros relacionados con un elevado contenido en materia orgánica. Estos niveles aparecen en general asociados a zonas someras de las plataformas, en muchos casos coincidiendo con facies propias de marjales (ver a continuación). La fracción arcillosa de estas margas presenta una composición predominante esmectítica e illítica, similar en lo esencial a las facies arcillosas ligadas a los sistemas clásticos marginales.

Por su parte, las margas laminadas se presentan en capas de espesor centimétrico hasta niveles hojosos (tipo **paper**). Su contenido en materia orgánica puede llegar a ser elevado y, al parecer, el material vegetal del que se nutren corresponde mayoritariamente a restos flotados que alcanzan tanto el margen lacustre como las zonas más internas dentro de la plataforma.

- b) **Margas con carbonatos**, terrígenos y fragmentos de plantas. Las facies más comunes son las siguientes:

—**Margas calcáreas masivas.** Se presentan en niveles de espesor decimétrico a métrico. Aparecen asociadas a secuencias de carbonatos dolomíticos o calizas, existiendo en ambos casos pocas diferencias en cuanto a su aspecto en campo. Cuando se asocian a capas de calizas el espesor de los niveles de margas es menor y, en muchos casos, alternan con capas laminadas. La composición de las margas, en este último caso, es calcita, aragonito y filosilicatos.

—**Margas laminadas.** Constituyen una facies de amplia distribución en todas las cuencas. En muchos casos la laminación está borrada por la meteorización superficial. Dicha laminación responde comúnmente a la superposición de depósitos carbonáticos de carácter detrítico muy fino, tal como se observa en las secciones levantadas en la cuenca de Híjar. Dichos episodios de sedimentación, muy diluida, se deben a removilización de partículas carbonáticas dentro de la plataforma, removilización de carácter esporádico. No obstante, no se descarta que la laminación observada en estas margas responda a interrupciones en los procesos de precipitación química y/o biogénica del carbonato. Raramente, estas margas presentan un carácter varvado salvo cuando la deposición se realiza en zonas más distales o profundas de las plataformas.

D) *MARJALES*

Estas facies agrupan a los materiales depositados en ambientes palustres, cuya característica principal es el gran contenido de restos vegetales convertidos en niveles carbonosos. La generación de carbonato en estas áreas parece fuertemente influenciada por la abundancia de vegetación. Las facies de marjales se han encontrado en áreas limitadas por fandelts. Aparecen en capas de hasta 50 cm de espesor, asociadas a margas con abundantes gasterópodos (columna C6) y capas de carbonatos en las que son visibles abundantes estructuras de raíces.

Su posición estratigráfica se corresponde con la base de los ciclos de retracción y con las capas con diatomeas situadas por debajo de los niveles eslampizados (cuenca del Embalse del Cenajo, Columna C6).

Tanto en estas facies de marjales como en varias de las facies marginales y de plataforma, descritas anteriormente, se ha indicado la frecuencia con que aparecen las faunas de gasterópodos. Su estudio no se ha realizado de una forma totalmente sistemática. Sin embargo, se ha intentado valorar la información paleoecológica que suministra al análisis de las cuencas.

Gasterópodos

Los estudios de gasterópodos, llevados a cabo por el Dr. Fernando Robles de la Universidad de Valencia, han permitido determinar en el yacimiento de Híjar las siguientes especies:

Theodoxus (Theodoxus) sp.
 Velvata (Cincinnati) sp.
 Hydrobia (Hydrobia) sp.
 Melanopsis Kleini KURR.
 Stagnicola (Seagnicola) sp.
 Radix (Radix) sp.
 Anisus (Anisus) sp.
 Gyranlus (gyranlus) sp.
 Planobarius sp.
 Acroloxus sp.
 Gastrocopta (Leucochila) sp.
 Strofilops sp.
 Cepaea

En la cuenca del Cenajo y en la de Camarillas-Las Minas las muestras recogidas en las capas superiores al nivel slumpizado han dado los siguientes resultados:

Contenido:

Melanopsis *laevigata* LMK. 6 ejemplares.
 Hydrobia *spp.* Varios miles de ejemplares.
 Magalotachea *sp.* 1 ejemplar (molde interno).

Estas muestras presentan una escasa diversidad específica, frente al gran número de conchas de gasterópodos presentes.

Megalotachea es un género de Halícido muy frecuente en el Neógeno del Este de la Península. Es el único representante de los Moluscos terrestres en las muestras. Su extremada escasez (un ejemplar) y el hecho de que aparezca en forma de molde interno calizo, entre un material con las conchas muy bien conservadas, hace suponer un origen alóctono del fósil. Esto hace suponer que pudo incorporarse al sedimento, bien en el momento de la formación del yacimiento o, como parece más probable, contaminar el material en el momento de la toma de la muestra, si no se limpió bien la superficie del afloramiento.

Melanopsis *laevigata* es una especie muy frecuente desde el Turolense inferior, que puede aparecer ocasionalmente en el Vallesense. Su preferencia

por substratos duros, rocosos, arenosos o de conchuela, ha sido bien establecida en yacimientos fósiles de las Cuencas de los Ríos Júcar y Cabriel y coincide con el hábito de los actuales representantes del género. Éstos soportan aguas bastante mineralizadas, salobres, de acuerdo con su probable origen thalasoide. Los ejemplares de las muestras presentan la última vuelta y, en ocasiones, la protoconcha, rotas. No ha podido establecerse si el deterioro se produjo por procesos tafonómicos o en el momento del levigado de las muestras.

Bajo el nombre de *Hydrobia spp.* se ha englobado a dos especies de este género que no pueden determinarse específicamente por los conocidos problemas que plantea esta superfamilia (Radoman, 1969). Ambas son abundantísimas, con más de mil ejemplares cada una en 40 gr de muestra y presentan un excelente estado de conservación. Se encuentran numerosos individuos representando todos los estadios de crecimiento de ambas especies.

Discusión:

El contenido de las muestras es muy característico. La presencia de una o varias especies de *Hydrobia*, representadas por numerosos ejemplares como componente casi exclusivo es un indicador claro de anomalías en la salinidad de las aguas y ha sido estudiado por numerosos autores, tanto en ecosistemas actuales (p. e. MARAZANOV, 1969) como en asociaciones fósiles (p.e., ROBLES, 1989). Una síntesis reciente de los datos sobre este tema puede obtenerse en ANADON (1989).

El espectro de salinidades que soportan las *Hydrobias* es muy amplio; de hecho es el género más euryhalino de basterópodos acuáticos. Pueden encontrarse desde aguas dulces hasta charcas litorales o lagoones, con concentraciones de hasta el 90 por mil de salinidad. Son muy frecuentes en aguas salobres.

Por lo que se refiere a las muestras concretas que estamos describiendo, se han podido establecer dos hipótesis alternativas sobre su ambiente de formación:

- a) Si *Melanopsis laevigata* ha convivido con *Hydrobia spp.*, lo que parece probable a partir de lo observado en la muestra estudiada, ésta correspondería a un depósito de aguas salobres, ya que esa especie, aunque resiste una cierta salinidad, está muy lejos de soportar salinidades próximas a las del agua del mar.
- b) Si *M. laevigata* posee un carácter alóctono, la muestra puede corresponder tanto a aguas salobres como hipersalinas. En

cualquier caso, y esto debe resaltarse, se excluye casi con toda probabilidad que se trate de aguas dulces o de aguas marinas normales, ya que en ambas la diversidad de moluscos es siempre muy superior, de acuerdo con los yacimientos estudiados en la misma región.

3.1.2.2. *FACIES DE ZONAS INTERNAS. SISTEMAS CLÁSTICOS (DEPÓSITOS DE CAPAS ESLUMPIZADAS, SCARS RELLENOS, DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS). SISTEMAS CARBONÁTICOS. SISTEMAS EVAPORÍTICOS.*

Estos tipos de facies se presentan desde los límites de las plataformas hasta las zonas más profundas. En los bordes mismos de las plataformas existen abundantes estructuras de inestabilidad, relacionadas con posibles incrementos de energía y bajadas bruscas del nivel del lago, con la tectónica y la actividad halocinética de las Facies Keuper. El resultado es la resedimentación de las facies de plataforma en sistemas clásticos más o menos potentes. Paralelamente a esta sedimentación se desarrolla toda la correspondiente a la actividad fisicoquímica y bioquímica, propiamente lacustre. Esta sedimentación está representada por materiales varvados, margas laminadas y hojosas (**paper**), diatomitas etc., las cuales son sustituidas, en los episodios de mayor desecación, por evaporitas.

Indicaremos que todo el conjunto de facies resedimentadas sintetizadas aquí y descritas anteriormente constituyen un aspecto muy relevante dentro de los sistemas lacustres analizados. Esto se debe a que marcan uno de sus aspectos más específicos, y contribuyen a resaltar la gran influencia de la tectónica en la formación y distribución de las facies en estas cuencas.

A) *DEPÓSITOS DE CAPAS ESLUMPIZADAS*

Como ha quedado reflejado en las numerosas columnas descritas en el capítulo anterior, la movilidad continua de estas cuencas da lugar a la formación de pequeños **slumps** y a materiales de plataforma eslumpizados, situados en una misma posición estratigráfica, coincidente con los momentos de mayor profundidad de los lagos. Estas capas eslumpizadas reflejan al menos dos eventos sísmicos importantes (columnas C1 y C5 de la Cuenca de Cenajo, Columna CM1 de la cuenca de Camarillas-Las Minas y Columna H2 de la Cuenca de Híjar) dentro de una misma etapa regional de actividad sísmica.

El tramo de capas eslumpizadas, que es el más importante por su continuidad en todas las cuencas y por representar una línea de tiempo regional que divide, en las dos unidades del **Cejano** y de **Camarillas**, el relleno de las

cuenas lacustres. En la cuenca de Camarillas-Las Minas las capas eslampizadas puede seguirse, de oeste a este, más de 5 km, variando su potencia desde más de 50 m en la zona oeste a más de 10 m en el área norte del embalse de Camarillas; esto implica que el volumen de materiales removidos en tal evento sísmico supera seguramente los 2.000.000 de m³, en esta cuenca.

La dirección del movimiento tiene componente sur en todas las cuencas y los materiales involucrados son los siguientes:

- a) En las bases de los **slumps** suelen encontrarse (Columna C1 de la cuenca del Cenajo) terrígenos con elementos (cuarcitas, calizas, dolomías) extracuencales, organizadas en capas de areniscas amalgamadas y granodecrecientes.
- b) Capas de calizas con restos vegetales, gasterópodos, diatomitas y niveles de sílex, etc., pertenecientes a zonas de plataforma que se presentan como antiformas con vergencias de componentes sur. Están situadas entre la base y parte superior del tramo eslampizado. Generalmente los pliegues son muy apretados, con ejes prácticamente paralelos a las bases de dicho tramo.
- c) Capas de calizas, también de plataforma, mejor conservadas, con fallas lítricas internas y scars rellenos a techo del tramo.

Esta capas eslampizadas corresponden a una línea de tiempo de edad conocida, ya que fosilizan niveles de piroclastos en la cuenca de Camarillas-Las Minas, cuyo origen volcánico tiene una edad absoluta de $5,7 \pm 3$ M. A.

Otros pequeños **slumps** se han ido reflejando en las diferentes columnas. Sus potencias varían desde centímetros a decímetros; sin embargo, por falta de continuidad lateral, se han interpretado como debidos a removilizaciones locales de fallas sinsedimentarias y a pequeños movimientos halocinéticos de las Facies Keuper. Todo ello confirma el carácter fuertemente inestable de las cuencas a lo largo de su evolución.

B) *DEPÓSITOS RELACIONADOS CON FALLAS LÍTRICAS Y SCARS RELLENOS*

Estos tipos de facies son comunes en la parte inferior de la **Unidad Inferior Cenajo** de todas las cuencas. No obstante, donde mejor pueden reconocerse y estudiarse es en la cuenca de Camarillas-Las Minas y más concretamente en los bordes de la cerrada del embalse de Camarillas (Mapa Geológico de la cuenca, figs. 2.13, 2.18 y 2.23).

En esta parte de la cuenca, las fallas lítricas han originado el deslizamiento de materiales a zonas más profundas, quedando como testigos numerosos **scars** rellenos de sedimentos. Estos **scars** llegan a tener 50 m en sentido

transversal y más de 70 m en sentido longitudinal (fig. 2.25). El relleno se produce, probablemente, durante los momentos de niveles altos del lago, en varias etapas de erosión y relleno, semejando pequeños cañones a través de los cuales se ha ido produciendo el paso de corrientes de turbidez (columna CM6). Los materiales sedimentados en estas incisiones corresponden a depósitos residuales y a corrientes de turbidez. El aspecto final de los mismos es semejante a una barra lateral de un canal, a modo de un meandro incipiente, donde las láminas de acreción están formadas por microconglomerados y arena gruesa, con cantos imbricados en la misma dirección que el desarrollo longitudinal del *scar*, prácticamente perpendicular a la acreción. La abundancia de superficies de reactivación indica que el relleno se realizó con intervalos erosivos. La zona central llegó incluso a rellenarse con capas convexas, atenuadas hacia el techo, las cuales terminan formando capas plano paralelas de turbiditas diluidas.

C.) *DEPÓSITOS TURBIDÍTICOS*

Las facies turbidíticas lacustres s.s. son relativamente poco conocidas en la literatura geológica (Kelts y Jsü, 1978; Dean y Fouch, 1983; Allen y Collison, 1986). En cuencas españolas lacustres, con modelos más simplificados que los estudiados, se han realizado trabajos con el objetivo de definir facies de carácter turbidítico. Estos trabajos se han desarrollado principalmente en la depresión del Ebro (Pérez *et al.*, 1986) y en la cuenca de Granada (Dabrio *et al.* 1972). Tanto en uno como en otro caso, las áreas fuentes son siliciclásticas y carbonatadas. Las fracciones gruesas, cantos y bloques, derivan de las Facies Keuper, de los carbonatos cretácicos y jurásicos, de los cantos cuarcíticos de las Facies Utrillas y, por último, de las propias plataformas lacustres. Igual ocurre con el material arenoso, formado esencialmente por cuarzo y fragmentos carbonáticos de distinto origen, incluyendo bioclastos resedimentados. Las fracciones finas son pelíticas y por lo general derivan de carbonatos (limos) no cementados y de materiales bioclásticos resedimentados (gasterópodos, diatomeas, etc.).

Así pues, es fácilmente imaginable que tan sólo las partes proximales de las capas groseras contienen componentes terrígenos y que la parte de las turbiditas más diluidas tienen una composición predominantemente carbonatada.

Los sistemas de turbiditas, en el conjunto lacustre de estas cuencas, conforman una parte importante y, generalmente, se encuentran bien representadas en las zonas inferiores de la serie general (columnas C1 y CM4).

Corresponden a los materiales que, por erosión subaérea y subacuática en las plataformas circundantes, dan lugar a la resedimentación. Estos «nuevos» sedimentos configuran cuñas turbidíticas similares a las definidas por Rosell (1988, 1989) en medio marino.

Generalmente, estas cuñas de turbiditas se originan en los momentos en que se inicia el descenso del nivel de los lagos, dando como resultado la erosión de los materiales depositados en las plataformas, y el consiguiente encajamiento de la red fluvial. Esta dinámica de los sistemas lacustres, en función de los descensos y ascensos del nivel del agua, ha sido evaluada por Galloway y Hobday (1984). La cuña de sedimentos se comporta como un complejo o *sistema turbidítico* y en él, al igual que en las series marinas, cada unidad ligada genéticamente al producto de una caída de nivel del mar, corresponde a un solo sistema turbidítico (Mutti y Mormark, 1987).

Las superficies erosivas coetáneas con la formación de los sistemas turbidíticos reconocidos (Columna CM6, Turbiditas y **scars** de la Estación de las Minas) no ha podido localizarse, al ser las cuencas expansivas en su desarrollo vertical. No obstante, sí se han podido reconocer registros del paso de corrientes turbidíticas a través de los **scars**, de manera similar a las que debieron tener lugar en los «cañones lacustres» de las primeras plataformas carbonatadas. Así pues, los **sistemas turbidíticos** más importantes se han podido constatar por sus depósitos, los cuales se localizan únicamente en las bases de las series realizadas y en las posiciones más internas, «profundas», de las cuencas.

Los **sistemas turbidíticos** se han encontrado en todas las cuencas en que es posible reconocer los materiales de la base de la **Unidad Inferior Cenajo**. Están especialmente bien representadas en la cuenca del Embalse del Cenajo (Columna C1) y en las inmediaciones de la estación de Las Minas (Columna CM6) de la Cuenca de Camarillas-Las Minas. De ambas columnas se desprenden los siguientes tipos de Facies turbidíticas:

—**Facies proximales**. Corresponden a las capas descritas en la base de la Columna C1 de la cuenca del Embalse del Cenajo (fig. 2.2). En ella se ha distinguido una parte inferior, conglomerática, y una superior, areniscosa y pelítica, con las siguientes características:

a) **Conglomerados**. Constituidos por cantos de materiales jurásicos y de Facies Utrillas, o recicladas en la sedimentación del Mioceno marino, y por carbonatos depositados en las zonas de plataforma e **in situ**. Es muy probable además que, al menos, parte de estas facies procedan de la resedimentación de abanicos deltaicos anteriormente construidos. Las capas inferiores de éstos se presentan sin organización interna, con cantos en contacto, probablemente procedentes de coladas fangosas lavadas. Este proceso ha favorecido la desaparición de los elementos finos, dando lugar a este tipo de turbiditas, o bien, mucho menos probable, el

transporte en masa de cantos por un proceso de **grain flow**. A medida que se van alcanzando niveles superiores, estos conglomerados se van grano-clasificando y constituyen la parte basal de una capa turbidítica con presencia de secuencias de Bouma. Al mismo tiempo, los centiles y el tamaño medio van disminuyendo, a la vez que el espesor de la fracción fina aumenta (fig. 2.3).

Los contactos entre las diferentes capas son, a escala de afloramiento, planoparalelas. No obstante, cuando la visión es más amplia, se observan bases alabeadas erosivas. Los espesores son cercanos al metro y, ocasionalmente, pueden superar los dos metros.

b) **Areniscas**. Las areniscas constituidas por granulometría gruesa tienen cemento calcáreo y ocasionalmente silíceo, bases planas a escala de afloramiento, y techos ligeramente convexos. Cuando se observa estructura interna, es granodecreciente y presentan laminación cruzada y **ripples** a techo.

c) **Lutitas**. Las lutitas se encuentran intercaladas entre capas de conglomerados y de areniscas. Pueden presentarse de forma masiva, deformadas a veces por la caída de cantos, o bien laminadas y varvadas, cementadas por silice. En ocasiones están afectadas por pequeñas fracturas intraformacionales que reflejan, a pequeña escala, la evolución tectónica de la cuenca, así como la acomodación al peso de las capas terrígenas posteriores.

—**Facies distales**. El afloramiento que mejor representa este tipo de facies corresponde a la columna CM6 de la cuenca de Camarillas-Las Minas, y está situado en el talud de la estación de ferrocarril de Las Minas. Se trata de turbiditas diluidas formando capas limitadas por planos paralelos, en estratos que varían de pocos centímetros al metro de potencia. La organización interna es de tipo Tbe de la secuencia de Bouma y su granulometría varía de fina a muy fina, terminando con **ripples** tractivos, de tipo **climbing ripples**. La observación en lámina delgada de estas capas muestra granos de caliza y dolomía poco redondeados, con gran cantidad de foraminíferos heredados de las facies terciarias del Mioceno marino. En el afloramiento comentado, las capas aumentan ligeramente o mantienen su potencia y granulometría (tendencia estrato y granocreciente). Las últimas capas, pasan insensiblemente a capas varvadas centimétricas de carbonatos, formados por fango micrítico depositado **in situ**.

El modelo teórico que se puede deducir de las facies proximales y de las facies distales comentadas estaría formado por conglomerados en la parte proximal, caracterizada por cuerpos **coarsening upwards** (no canalizadas), y una parte distal, de capas planoparalelas, con ligera tendencia a ciclicidad estrato y granocreciente. En sentido proximal a distal disminuiría el espesor de estratos y la granulometría.

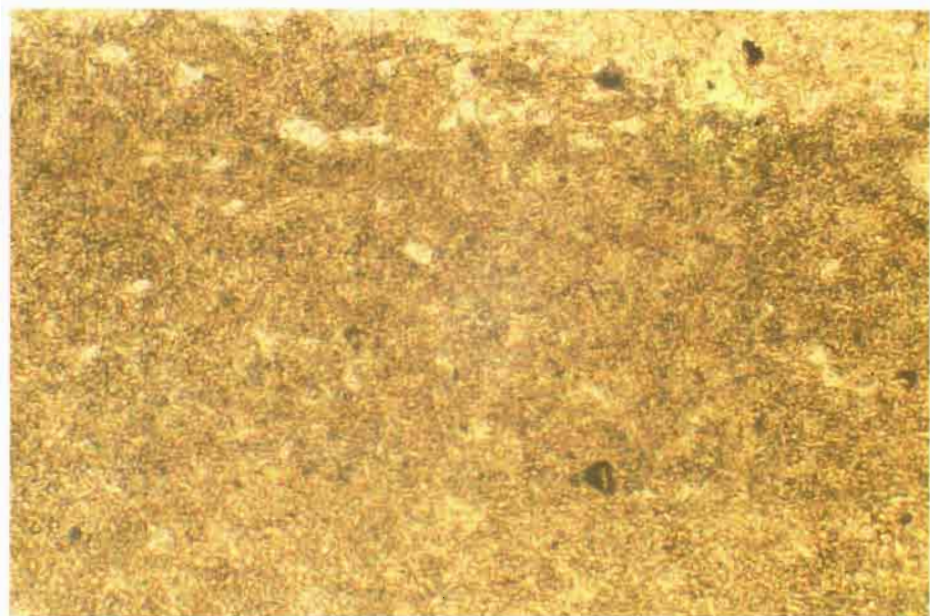
D) *SISTEMAS CARBONÁTICOS*

Las facies carbonáticas, que se depositaron en las zonas más profundas de las cuencas lacustres y/o partes distales de las plataformas, son a grandes rasgos similares a los depósitos de carbonatos señalados para estas últimas. Destaca como rasgo característico el amplísimo desarrollo de niveles con laminación muy fina, coincidente con las estructuras usualmente descritas como **paper-shale** (Kelts y Hsü, 1978; Fouch y Dean, 1983) y, en otros casos, con sedimentos de tipo varvado (Anderson *et al.*, 1985). Los espesores de estos niveles, esencialmente margosos («facies de margas o margas diatomíticas laminadas»), son de orden métrico y en ocasiones llegan a alcanzar la decena de metros (Sección C1, Columna del Cenajo; Sección CM3 Serie de Loma del Espino, etc...). Las facies de margas laminadas alternan comúnmente con carbonatos tableados más compactos y muchas veces silicificados («porcelanitas»). Dichos carbonatos exhiben a su vez estructura interna finamente laminada de carácter varvado.

La composición de los niveles de margas y carbonatos consiste esencialmente en calcita baja en magnesio y aragonito, la primera comúnmente formando la fase cementante (Bellanca *et al.*, 1989). Una forma textural de aragonito detectable al Microscopio electrónico de barrido es la de cristales con morfología de arroz (**rice grains**) (fotografía 3D1) (Multer y Stoffers, 1974). Las láminas carbonáticas presentan usualmente un contenido variable, generalmente alto, de diatomeas, las cuales aparecen en acumulaciones muy densas. Tal como se señala en la breve síntesis sobre las diatomeas de los sedimentos estudiados que se presenta a continuación, la mayor abundancia de tipos de diatomeas reconocidas corresponde a formas planctónicas, lo que se corresponde bien con el ámbito profundo o distal dentro de los lagos. Es en estos ambientes donde tuvo lugar el depósito de margas con mayor o menor profusión de diatomeas.

E) *DIATOMEAS*

Aunque inicialmente programado en colaboración con el laboratorio de Geología del Museo Nacional de Historia Natural de París (Dra. S. Servant-



Fotografía 3D1. Aspecto al microscopio de las láminas varvadas formadas por cristales de aragonito con morfología de grano de arroz. N//. x510.

Vildary), no se ha llevado a cabo un estudio sistemático de las floras de diatomeas presentes en las cuencas estudiadas. A pesar de la abundancia de niveles de diatomeas, especialmente hacia la parte media a superior de las sucesiones, éstas no presentan variaciones sustanciales en el tiempo, lo que hace poco atractivo su estudio con fines biostratigráficos. Además, los grupos de diatomeas más ampliamente reconocidos no tienen representantes actuales, lo que les invalida a la hora de establecer modelos paleoecológicos.

La flora de diatomeas del área de Hellín es parcialmente conocida desde finales del siglo pasado a través de las descripciones de Areitio y Larrinaga (1873) y Azpeitia (1911). El primer análisis detallado es realizado por Margalef (1953) a partir de muestras suministradas por J. R. Bataller. Dichas muestras contenían una gran cantidad de diatomeas, crisofíceas y algunas espículas. Hay que señalar que buena parte del material analizado por R. Margalef contiene diatomeas de carácter bentónico, que no son el tipo más común dentro de las que en trabajos posteriores se han ido reconociendo. Como conclusiones de su estudio, Margalef (1953) señala que, desde un punto de vista paleoecológico, los restos de diatomeas parecen caracterizar ambientes de lagunas litorales con neta influencia de aguas dulces, posible proximidad al mar y cambios algo periódicos de salinidad. La salinidad variaría de condiciones salobres a dulces.

Más recientemente, Serra y Pelaez (1971) presentaron un resumen de los géneros de diatomeas (tanto Pinnados como Centrales) del área de Hellín, en su mayor parte de la cuenca del Cenajo. Algunas de las formas fotografiadas en este trabajo han sido analizadas en detalle por Servant-Vildary (1986), quien señala la especificidad de varias formas de *Cyclotella* y distingue tres tipos triangulares en función de su tamaño. De acuerdo con reconocimientos posteriores, *Cyclotella*, un género de carácter planctónico, está ampliamente extendido y parece dominante tanto en la cuenca del Cenajo como en la de Elche de la Sierra-Cobatillas y en la de Híjar (Servant-Vildary, com. pers., 1989). Algunas de las formas observadas parecen corresponder a *Cyclotella sevellana* Dely y a formas afines a *Cyclotella striata*, *Cyclotella ocellata*, *Cyclotella maneghiniana*. Así mismo se han encontrado algunas formas de *Cyclotella* no previamente descritas (Servant-Vildary, 1986).

Tal como se ha indicado más arriba, la ausencia de formas actuales de *Cyclotella* reconocidas en las cuencas estudiadas en este trabajo impiden extraer de ellas conclusiones paleoecológicas seguras. No obstante, en el escaso material estudiado se ha visto en ocasiones su presencia simultánea con diatomeas Pinnadas tales como *Cocconeis*, *Wenticula*, *Nitzschia*, *Epitremia*, *Navicula*, o *Pinnularia*, que, en los ejemplares distinguidos, corresponden a flora de agua dulce. Estas asociaciones son particularmente frecuentes en las diatomitas recogidas en la explotación de Manville Española, actualmente Celite Hispánica, S. A. (cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas) y, por el momento, no conocemos su representación real en las otras cuencas. En cualquier caso, en muchos de los niveles analizados en estas otras cuencas la presencia dominante de *Cyclotella* es patente en todos los tramos con amplia expansión de diatomitas tanto las relacionadas con el episodio de **megaslumping** como por encima de él.

En niveles estratigráficamente muy inferiores (tramo correspondiente a los yesos y azufres en las cuencas de Cenajo y Camarillas-Las Minas) se han encontrado pasadas con diatomeas intercaladas entre carbonatos y margas laminadas y yesos. El aspecto más notable de estos niveles es la presencia de flora de diatomeas de carácter marino y/o correspondiente a episodios de alta salinidad (Pierre *et al.*, 1989; SERVANT-VILDARY *et al.*, 1991). Esta presencia de biota de carácter marino obligaría a pensar en incursiones marinas, es decir, conexiones episódicas con el mar, lo que replantea la paleogeografía establecida para el Mioceno superior en este área de las Béticas. Desde nuestro punto de vista pensamos que es más coherente, a la luz de las observaciones estratigráficas y de evolución regional realizadas, pensar en adaptaciones ecológicas de especies marinas a medios desgajados geográficamente del ambiente marino. No se descarta, sin embargo, la idea de cuerpos de agua marina

residuales que, al quedar separados, sufren un proceso de continentalización progresiva.

Por último, aunque al margen de los depósitos estudiados en este trabajo, señalaremos la existencia de depósitos ricos en diatomeas en los niveles infrayacentes, esto es, en niveles del Mioceno marino de la región. En realidad, la presencia de estas diatomitas marinas queda restringida a un único punto en el lado oriental de la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas. Las diatomeas de este punto han sido estudiadas por Monjanel (1987) quien las data como Tortoniense inferior, edad acorde con la obtenida en los depósitos miocenos marinos sobre los que se dispone discordantemente el conjunto sedimentario que se estudia en este trabajo, y sugiere que se han depositado en una cuenca de escasa profundidad en conexión abierta y continua con el mar.

F) *SISTEMAS EVAPORÍTICOS*

Las facies evaporíticas están localizadas en dos cuencas: cuenca del Embalse del Cenajo y cuenca de Camarillas-Las Minas. Sus asociaciones secuenciales ocupan una posición estratigráfica bien definida dentro de la sucesión general (ver columnas C1 CM4 y CM5). Por tanto, puede decirse que representan un episodio simultáneo de desecación, que correspondería a una misma línea de tiempo en la evolución de las cuencas lacustres. Estos sistemas con evaporitas se caracterizan por la presencia de yesos a los que se asocian niveles de nódulos de azufre, los cuales han dado lugar a explotaciones mineras desde tiempos históricos (Meseguer Pardo, 1924).

Los yesos se han encontrado formando parte de dos grandes ciclos de retracción constituidos por margas, limos carbonatados y yesos. De estos ciclos, el más inferior se sitúa discordantemente sobre capas de turbiditas en ambas cuencas.

Cada ciclo comienza por margas masivas y laminadas, con gran abundancia de restos vegetales que llegan a formar niveles hojosos (**paper-shales**). Hacia techo, las margas presentan cada vez más frecuentemente niveles carbonatados y, ocasionalmente, pasadas de terrígenos (niveles turbidíticos) cementadas por yesos. La presencia de sulfatos dentro de las margas ha dado lugar al desarrollo de grandes cristales de yeso diagenético con morfología lenticular. En la parte superior de los ciclos, sin duda la más somera, se encuentran niveles de yesos intersticiales y seleníticos, asociados muy frecuentemente a estromatolitos. Estos niveles yesíferos, que alternan también con niveles carbonatados, han sido el origen de concentraciones de azufre.

En la localidad de Las Minas y en la carretera de la Estación (Columna CM5) se ha podido estudiar con detalle parte de uno de estos dos grandes ciclos

y se han diferenciado las tres asociaciones representadas en la figura 2.19. Las asociaciones o secuencias de tipo A se caracterizan por una alternancia de margas con yesos lenticulares y calizas laminadas a techo, repitiéndose de forma cíclica cada 50 cm aproximadamente. Las de tipo B, con espesores de 20 a 30 cm, se inician con margas, continúan con margas con yesos lenticulares y terminan con yesos laminares. Por último las de tipo C, las más altas en la serie, comienzan por margas con yesos lenticulares y terminan con yesos laminares en pequeños ciclos de 5 a 10 cm de espesor.

La evolución a macro, meso y micro escala de los ciclos, hecho combinado con la presencia de estromatolitos, hace pensar, dentro de la evolución de las cuencas, en dos etapas anóxicas (principio de los ciclos) que cambian progresivamente a condiciones próximas a la desecación (final de los grandes ciclos).

3.1.2.3. *DEPÓSITOS SIN SITUACIÓN ESPECÍFICA. VOLCÁNICOS Y EÓLICOS*

Los dos grupos de materiales que se incluyen en este apartado, los originados por la actividad volcánica y los transportados a los lagos por el viento, no tienen una posición específica dentro de las sucesiones sedimentarias. Los depósitos relacionados con vulcanismos aparecen más acotados hacia la parte superior de las sucesiones, mientras que los depósitos originados por transporte eólico tienen una presencia más errática y pueden estar asociados con diferentes materiales depositados dentro de las cuencas.

A) *DEPÓSITOS VOLCÁNICOS*

Dentro de las cuencas estudiadas, los depósitos volcánicos aparecen únicamente en la cuenca de Camarillas-Las Minas y están situados en el área central de dicha cuenca (fig. 2.13) formando el cerro de Salmerón. En este cerro se puede reconocer una de las chimeneas principales así como una de las coladas relacionada con ella (foto CM1.1). La disposición y características generales de estos depósitos ha sido descrita con anterioridad por Fuster *et al.* (1967). En campo se han reconocido tres tipos de materiales volcánicos: coladas de lava, piroclastos y arenas derivadas epiclásticamente de las rocas volcánicas.

La composición química de la intrusión corresponde a *lamproitas* similares a las de Fortuna ($\text{SiO}_2 = 57\%$, $\text{K}_2\text{O} > 7\%$, $\text{MgO} < 10\%$ y $\text{CaO} < 3,5\%$). Las lavas están constituidas por fenocristales de olivino, flogopita, anfíboles, sanidina y apatito muy abundante. La textura es fluidal, con microcristales de sanidina y flogopita y macrocristales de flogopita.

La edad de esta intrusión volcánica ha sido estudiada en colaboración con el Departamento de Petrología de la Universidad de París (Bellón et al., 1871), mediante análisis radiométrico por el método K-Ar, obteniéndose una edad absoluta de $5,7 \pm 0,3$ M.A. ($K_{20} = 7,65\%$, $^{40}\text{Ar} = 1,41 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^3/\text{g}$, $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}_T = 5090$). Esta edad coincide sensiblemente con la obtenida en Fortuna (6MA) y en Barqueros (7a 6,2 M1), al norte de Murcia.

Como ya se indicó anteriormente, se han reconocido niveles de piroclastos relacionados con esta extrusión fosilizados por las capas distorsionadas que constituyen el tramo de **megaslump**, presente en la misma posición estratigráfica en todas las cuencas. Ello indica que, muy probablemente, el evento sísmico que produjo el deslizamiento de capas marginales y de plataforma hacia el centro de las cuencas está íntimamente relacionado con la actividad volcánica. Por tanto, la datación de los materiales volcánicos ha permitido conocer la edad precisa del evento de inestabilización generalizada en las cuencas representando en los depósitos de **megaslump**. Dicho evento constituye una línea de tiempo trazable de forma isocrona en las diversas cuencas.

Además de la fosilización de los piroclastos comentada anteriormente, se ha detectado en las muestras recogidas a techo y muro de las capas eslumizadas la presencia constante de clastos tamaño de arena procedentes de la erosión de rocas volcánicas, lo cual confirma la edad de la eslumización. Estas arenas con fragmentos de rocas volcánicas han sido particularmente bien reconocidas en las series situadas al norte de la cuenca de Camarillas-Las Minas (Series de El Tesorico y Loma del Espino).

Finalmente, hay que señalar que esta etapa de volcanismo coincide con los momentos de mayor profusión de sedimentos ricos en diatomeas dentro de la evolución de los lagos. Esto deja sin lugar a duda la relación que existe entre el volcanismo, generador de importantes emanaciones de sílice, y el ambiente idóneo para el desarrollo de las diatomeas creado dentro de las cubetas lacustres (Calvo y Elizaga, 1985, 1987).

B) DEPÓSITOS EÓLICOS

De este tipo de depósitos se tienen muy pocos ejemplos. Se ha constatado su existencia en algunos niveles arenosos intercalados entre facies fluviales, niveles caracterizados por la presencia de granos de arena redondeados, sin que se haya encontrado ningún cuerpo con estructuras netas de origen eólico. Por otro lado, es más que probable que una parte de los limos y arcillas incluidas en los ciclos de varvas hayan sido transportados a los lagos por el viento.

Antes de terminar este apartado relativo a la tipología de facies reconocida en las cuencas estudiadas, haremos una breve mención de los datos, muy

fragmentarios, que se han podido obtener a partir de restos vegetales extraídos de 3 muestras procedentes de la cantera CEKESA (cuena de Cenajo). Dichas muestras se sitúan en niveles de margas diatomíticas laminadas.

Restos de plantas:

Los resultados de los análisis de restos vegetales, estudiados por el Dr. Joao Pais, de la Universidad Nova de Lisboa, han sido los siguientes:

Pinus haploxytonmuy abundante	} más del 90%
Pinus diploxytonmuy abundante	
Salix <i>sp.</i>	
Fagaceal	
Gasltanea	
Umbelliterac	
Ericaceae	
Chenopodiaceae	

La conclusión, aunque parcial, es que los Pinus son el grupo predominante y que la presencia de Ericaceae indica edad Vallesiense-Turolense. Desde el punto de vista ambiental, la asociación sugiere bosques de pinos en coexistencia con áreas locales más húmedas, vegetales por sauces (salix) y castaños, y zonas abiertas con umbelíferas y cenopodiaceas.

3.2. MODELO DEPOSICIONAL GENERAL

En todas las cuencas estudiadas se ha constatado que los primeros materiales depositados se sitúan discordantemente sobre facies marinas de edad Tortoniense inferior-medio, siendo éstas el yacente más moderno. Estas capas fueron plegadas durante la última fase de comprensión que tuvo lugar durante el Tortoniense medio. Fue en ese momento cuando tuvo lugar la retirada de los mares tortonienses en dirección SO y E, dando lugar al cierre del Estrecho Norbético (Calvo et al., 1978). Inmediatamente después, o prácticamente a la vez, tiene lugar la formación de las cuencas en las que evoluciona la sedimentación lacustre. El registro sedimentario lacustre tendría su comienzo alrededor de los -10 Ma. A partir de ese momento y hasta el final del relleno de las cuencas, se pueden diferenciar seis etapas importantes en su evolución sedimentaria (figs. 3.1, 3.2. y 3.3):

I. Primera Etapa. Los sedimentos más antiguos de las cuencas corresponden a materiales extracuencales siliciclásticos heredados de los propios materiales del Tortonense marino, del Jurásico y del Cretácico. Se depositaron fundamentalmente en capas turbidíticas alternantes con sedimentos finos (lutitas y carbonatos) de origen intracuenal (figs. 3.1 y 3.2). La estructura interna de estas capas, en la vertical, corresponde a ciclos estrato y granodecrecientes. Es del todo probable que gran parte de estos materiales se originaron por erosión de abanicos deltaicos previos que bordeaban los lagos formados en los primeros momentos del desarrollo de las cuencas.

II. Segunda Etapa. Está caracterizada por la sedimentación de, al menos, dos grandes ciclos evaporíticos claramente reconocibles en las cuencas de Cenajo y Camarillas-Las Minas (figs. 3.1 y 3.2). El techo del último ciclo se depositó probablemente durante el final del Tortonense y principio del Messiniense.

Estos ciclos están constituidos por margas con intercalaciones de areniscas (pequeñas pasadas de turbiditas) y niveles ocasionales de carbonatos y, a techo, por capas de carbonatos decimétricas que culminan en capas de yesos de diferente espesor (decimétrico) con niveles enrojecidos a techo (**hard ground**). Es característica en los techos de ciclo la presencia de nódulos de azufre, en general asociados a niveles de yeso o más ocasionalmente, a carbonatos.

Los yesos de estos niveles se presentan en formas laminares en muchas ocasiones de carácter estromatolítico, fibrosos y lenticulares, organizados en ciclos menores decimétricos que comienzan por margas con yesos lenticulares y terminan en niveles centimétricos de yesos fibrosos y laminares. La existencia de estos niveles yesíferos, junto con la composición frecuentemente dolomítica de las margas, y el desarrollo de **hard grounds** a techo de los ciclos, permite caracterizar esta etapa como hipersalina, en la que, sobre todo a techo, se llegó o se estuvo en momentos muy próximos a la desecación de los lagos. Este hecho y su posición dentro de la sucesión stratigráfica general es la razón por la que se asigna a su techo una edad tránsito Tortonense-Messiniense.

III. Tercera Etapa. Las características fundamentales de esta etapa son el predominio de la sedimentación carbonatada y la amplia presencia de niveles de diatomitas a techo de la sucesión formada durante este periodo. A esto hay que añadir el brusco cambio respecto a la etapa anterior con que se inicia la sedimentación, depositándose niveles margosos intercalados por capas finas de turbiditas de origen intracuenal (figs. 3.1 y 3.2). La sedimentación

COLUMNA GENERAL DE LAS CUENCAS

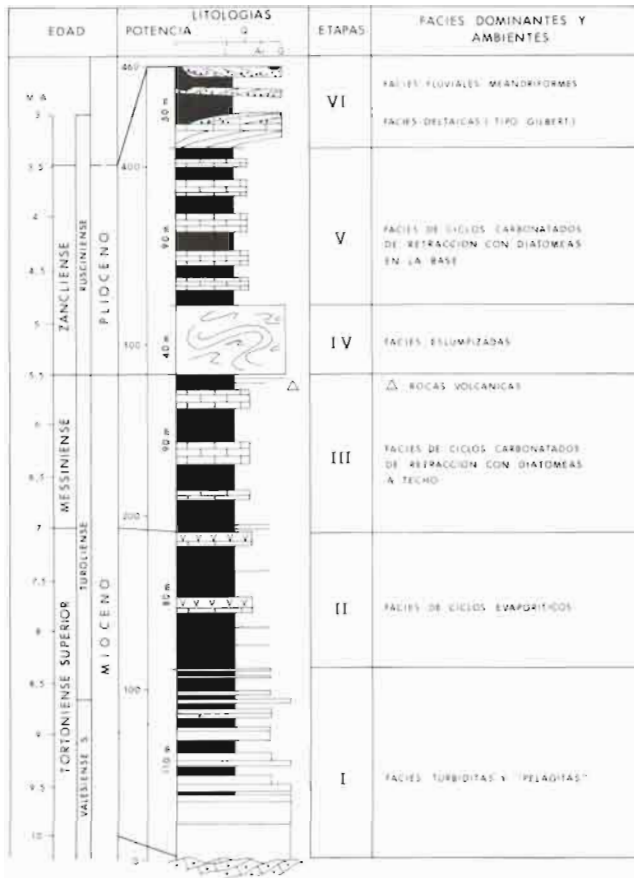


Fig. 3.1. Columna general integrando los rasgos estratigráficos comunes más relevantes para el conjunto de las cuencas estudiadas en este trabajo. * El cuadro cronoestratigráfico presentado en esta figura debe ser modificado en función de datos recientes obtenidos a instancias del autor de este trabajo y de los cuales no se disponía en el momento de su confección. El hallazgo de restos de *Micromamíferos* claramente atribuibles al Turoliense medio - superior (?) en las facies deltaicas depositadas durante la Etapa VI (yacimiento de la Rambla del Saltador) hace obligada dicha modificación. De acuerdo con ello, la sucesión estratigráfica de las cuencas estudiadas no llega a incluir niveles correspondientes al Plioceno, quedando el techo de la misma dentro del Turoliense, o su equivalente (en parte) marino, el Messiniense. La obtención de los datos de microfauna con los que se ha determinado la edad de la parte superior de la sucesión ha sido realizada por el Dr. Remmert Daams (Nota de J. P. Calvo Sorando).

carbonatada se desarrolla en forma de ciclos de 5 a 6 m de carbonatos y margas. Estos ciclos comienzan por margas, tanto masivas como laminadas, que hacia techo van intercalando, cada vez más frecuentemente, niveles de carbonatos. Estos son, a su vez, más potentes en el mismo sentido. Las capas de carbonatos presentan, a techo de los ciclos, huellas de somerización (pedotúbulos, niveles endurecidos, etc.). No obstante, es patente, tanto por el aumento de potencia de los ciclos como por el cada vez más abundante contenido en diatomitas hacia techo, la mayor profundización del ámbito lacustre donde la generación de estos ciclos tuvo lugar.

Hay que constatar que durante esta etapa, sobre todo al final de la misma, existe un aumento progresivo de sedimentos silíceos, al crearse un ambiente cada vez más idóneo para el desarrollo de las diatomeas. Ello queda reflejado en la mayor tasa de sedimentación de diatomitas y de porcelanitas. Este hecho está relacionado con manifestaciones volcánicas contemporáneas de tipo lamproítico, las cuales han sido datadas por el método K/Ar, en $5,7 \pm 0,3$ Ma. en la cuenca de Camarillas-Las Minas (Cerro de Monagrillo).

Los piroclastos de estas manifestaciones se han podido observar incluidos entre las margas que conforman los ciclos del techo de los materiales sedimentados durante esta etapa.

IV. Cuarta Etapa. El volcanismo descrito al final de la etapa anterior o, si se quiere, en el mismo límite con ésta, lleva aparejados, al menos, dos destacables eventos sísmicos, prácticamente continuos, cuyas consecuencias son la removilización y resedimentación de parte de los materiales previamente depositados (figs. 3.1 y 3.3). El espesor máximo medido de capas eslumpizadas corresponde a la cuenca de Cenajo (40 m), aunque este nivel de capas resedimentadas está en todas las cuencas, y representa, por tanto, una línea de tiempo. Ello ha permitido separar los materiales depositados en las cuencas, en dos unidades cartográficas (**Unidad Inferior Cenajo y Unidad Superior Camarillas**), según estén situados por debajo o por encima de la línea de tiempo definida. Tal circunstancia ha sido especialmente útil para separar los ciclos de carbonatos de la etapa anterior de los correspondientes a la etapa que sigue, ya que litológicamente son similares.

Los tramos eslumpizados se inician generalmente con capas de turbiditas donde es frecuente reconocer secuencias de Bouma completas (2-5 primeros metros del tramo). Sobre estos primeros niveles se sitúan capas de carbonatos, diatomitas, porcelanitas y margas, todas ellas intracuencales, y algún nivel de areniscas y conglomerados de origen extracuenal. Dan lugar frecuentemente a antiformalas, con planos axiales inclinados con respecto la horizontal, con ángulos inferiores a los 30°. Éstos señalan un movimiento cuyo

sentido tiene componente Sur. Se deduce de ello que los materiales se pusieron en movimiento en la zona más activa de las cuencas, es decir, su borde Norte, desplazándose hacia las zonas centrales situadas al Sureste y Sur, zonas en que la potencia de estas capas es mucho menor.

En la cuenca de Camarillas-Las Minas estos depósitos de capas eslampizadas fosilizan niveles de margas con piroclastos generados durante la etapa de actividad volcánica anterior. No existe, por tanto, duda de su posición estratigráfica.

V. Quinta Etapa. La sedimentación durante esta etapa, al igual que en la tercera, se caracteriza por el desarrollo de ciclos métricos de margas en la base y carbonatos a techo (figs. 3.1 y 3.2). Los primeros ciclos son similares, iguales a los del techo de la sucesión depositada en la tercera etapa, aunque en ocasiones son de mayor potencia. Contienen abundantes niveles de diatomitas en las que son muy abundantes diferentes tipos morfológicos de caparazones de *Cyclotella*. Estos niveles, como ya se ha comentado, ponen de manifiesto, a través del análisis de isótopos estables (Bellanca et al., 1989), ambientes con relativamente alta tasa de evaporación. Los ciclos inferiores presentan términos diatomíticos de gran espesor, haciéndose cada vez menos margosos y más carbonatados a lo largo del desarrollo vertical de la sucesión, hasta que los ciclos del techo están constituidos únicamente por carbonatos en capas finas en la base (centimétricas) aumentando de espesor hacia techo (capas de 1 o dos decímetros). Los techos de estos ciclos contienen cada vez mayor número de rasgos de somerización (frecuentes pedotúbulos y **hard ground**). En general estas capas de carbonatos están constituidas por pelmicritas con secciones dispersas de ostrácodos, fábricas algales y disrupciones por raíces. Parte de estos carbonatos, con rasgos bastante netos de sedimentación en condiciones de escasa profundidad, debieron ser coincidentes con la última etapa de relleno de las cuencas que se describe a continuación. En conjunto, la mayor presencia de depósitos aragoníticos en la parte inferior de la secuencia depositada durante esta etapa y el predominio de calcita en los términos más altos indican una evolución paulatina de las aguas en los cuerpos lacustres, desde más a menos concentradas.

Al final de esta etapa, en la zona norte de la cuenca de Camarillas-Las Minas y la de Híjar, se empieza a encontrar niveles cada vez más abundantes de arcillas intercalados entre las capas de carbonatos. Estas entradas de terrígenos terminan con esta etapa de sedimentación a la vez que se inicia la siguiente.

VI. Sexta Etapa. Esta última etapa sedimentaria en la evolución de las

EVOLUCION SEDIMENTARIA DE LA CUENCA

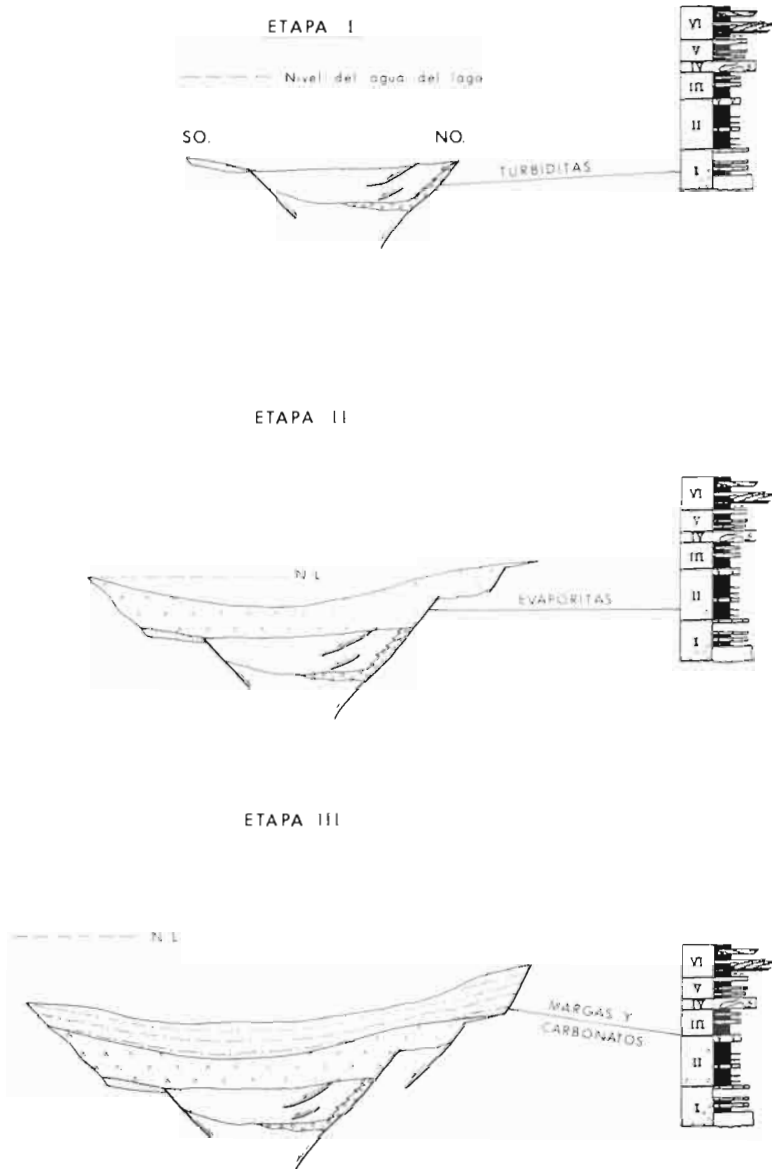


Fig. 3.2. Esquemas correspondientes a la evolución de las cuencas estudiadas tomando como modelo base la Cuenca de Camarillas-Las Minas.

EVOLUCION SEDIMENTARIA DE LA CUENCA

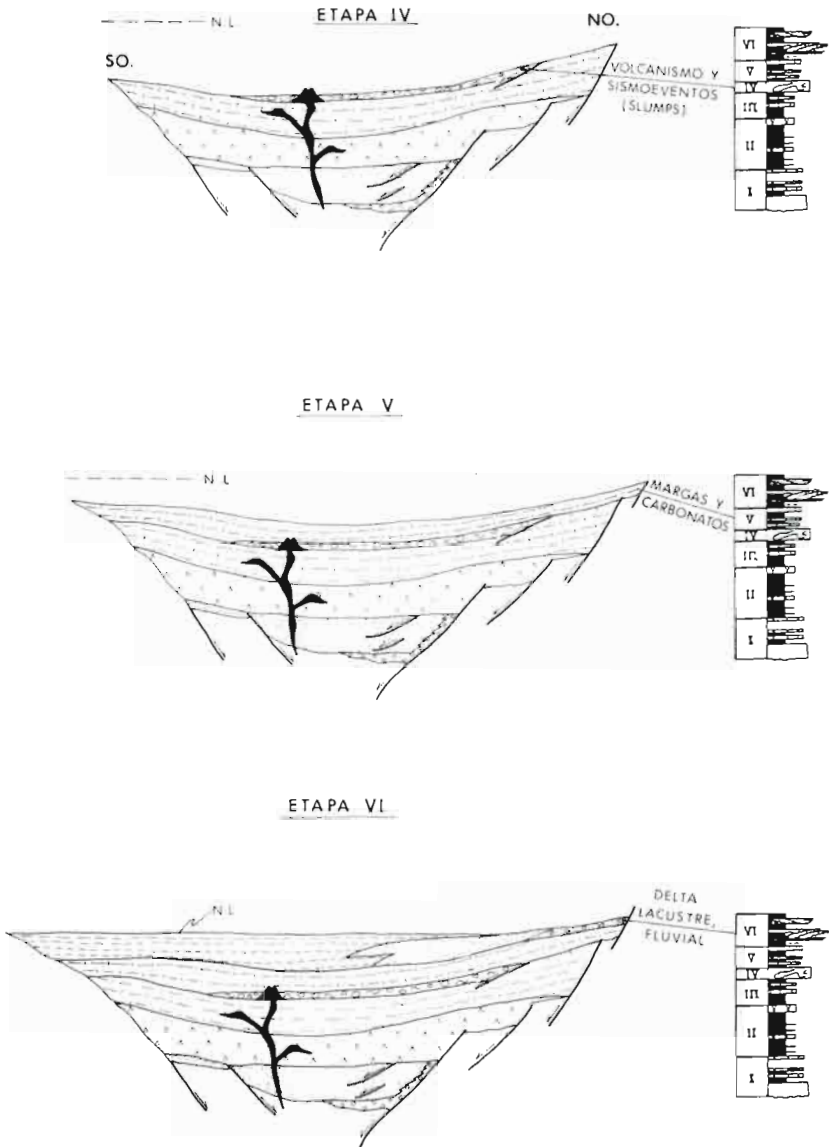


Fig. 3.3. Continuación de la Fig. 3.2.

cuencas lacustres se caracteriza por la entrada de terrígenos que culmina con su colmatación (figs. 3.1 y 3.3.) Esta entrada de terrígenos se inicia poco a poco, alternando capas de carbonatos con capas de arcillas, hasta que éstas se organizan en cuerpos bien definidos. Los depósitos terrígenos están representados por complejos deltaicos de tipo Gilbert y canales fluviales de alta sinuosidad. Es muy probable que su organización en el tiempo corresponda a la misma en que se han citado; no obstante, cabe la posibilidad de que puedan ser estratigráficamente equivalentes.

Los complejos deltaicos sólo se han encontrado en el borde este de la cuenca de Camarillas-Las Minas, donde parecen haberse depositado poco antes que los sistemas fluviales meandriformes del borde Oeste. De entre estos complejos deltaicos se han individualizado dos que en conjunto indican claramente su progradación a las zonas más internas (centrales) de la cuenca. Sus espesores son métricos (3 y 5 m) y están limitados a muro y techo por capas de carbonatos.

Las facies fluviales de carácter meandriforme se han reconocido en la cuenca de Camarillas-Las Minas y también en la cuenca de Híjar. Estas facies están formadas por tramos de lutitas que intercalan capas de areniscas con acreción lateral, que pueden ser interpretadas como barras de meandro de 3 a 4 m de espesor y con desarrollo longitudinal superior a los 10 m.

La tendencia de la evolución vertical de los depósitos fluviales indica un paso progresivo a sistemas de tipo trenzado y por tanto una progradación de los sistemas fluviales.

El hecho de que se haya podido establecer las seis etapas descritas anteriormente comunes para todas las cuencas estudiadas implica una evolución similar en todas ellas. De ello se podría extraer la conclusión de que todas estuvieron comunicadas. Sin embargo, su posición geológica muestra que esto sólo es posible, en parte, en el caso de la cuenca de Cenajo con la cuenca de Camarillas-Las Minas.

Aparte de la cuestión sobre el carácter comunicado o no de las cuencas entre sí, está la disyuntiva de su carácter abierto o cerrado, esto es, si son sistemas equilibrados hidrológicamente por la existencia simultánea de un curso emisario (**inlet**) y un afluente (**outlet**) o bien si funcionaron como sistemas estrictamente cerrados. Dos aspectos nos hacen inclinarnos por este último carácter: por una parte, la evidencia geológica basada en el no reconocimiento de depósitos relacionados con cursos de salida (el ejemplo es muy evidente en la cuenca de Híjar). Por otra, el registro de depósitos lacustres observado entra en el espectro de las sucesiones propias de sistemas lacustres cerrados de carácter perenne (Eugster y Kelts, 1983), reconociéndose frecuentes fluctuaciones en el nivel del lago que son propias de este tipo de régimen.

E. ESTRUCTURA GENERAL DE LA CUENCA CAMARILLAS - LAS MINAS

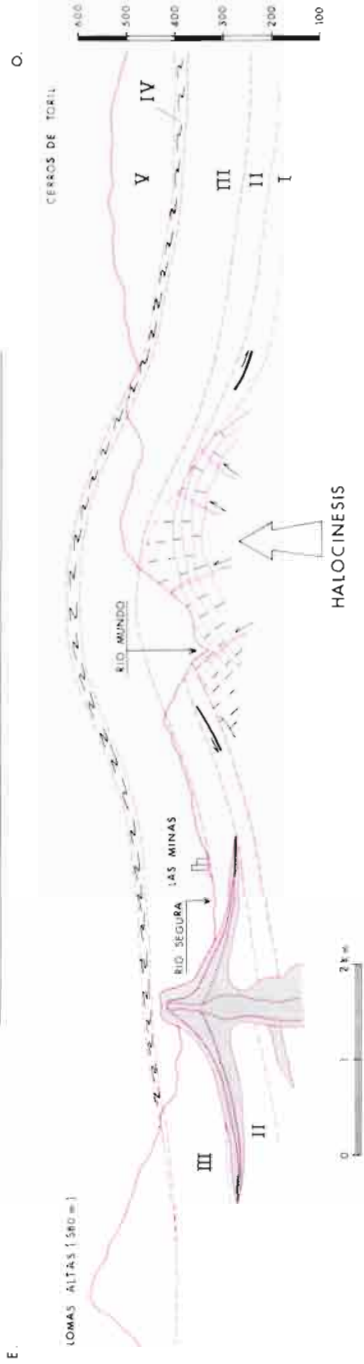


Fig. 3.-4. Esquema representativo de la estructura de la Cuenca de Camarillas-Las Minas.

Por otro lado, el hecho de que se hayan podido seguir las etapas enunciadas con tránsitos sedimentarios normales, o encadenados, esto es, sin rupturas sedimentarias que no puedan explicarse simplemente por bajadas o subidas del nivel de agua de los lagos, junto con la existencia de facies bien laminadas, obliga a pensar que sus características han sido las de **lagos perennes** con profundidades variables. Su profundidad pudo oscilar desde muy pocos metros, incluso espesores de lámina de agua mínima (techo de la etapa II), hasta profundidades superiores a los 50 m, probablemente del orden de 100 m, como puede deducirse de la potencia del nivel slumpizado de la etapa III, momento que coincide con la máxima profundidad de los lagos.

El límite de profundidad señalado para esta etapa III coincide con un momento de baja salinidad en el conjunto del cuerpo de agua lacustre, hecho no obstante acompañado de fluctuaciones en dicha salinidad (Margalef, 1953). Este momento aparece relacionado con una alta producción de diatomeas. Asimismo, los datos isotópicos (Bellanca et al., 1989) evidencian una progresiva evolución desde condiciones fuertemente salinas para el depósito de los materiales formados durante la etapa II a condiciones salobres y dulces, en muchos casos fluctuantes, en las etapas posteriores.

El análisis paleoecológico de las faunas de gasterópodos confirma el carácter salobre a dulce del agua de los lagos en estas etapas superiores ya que, aunque la especie *Hydrobia spp.*, de extrema abundancia, puede encontrarse en medios que oscilan desde charcas de agua dulce hasta lagunas salobres, con concentraciones de hasta 90 por mil de salinidad, la especie *Melanopsis laevigata*, en convivencia con la anterior, indicaría ambientes salobres. Una idea complementaria a señalar es que, a pesar de no haber realizado todos los ensayos necesarios, los datos isotópicos hasta ahora obtenidos en las cuatro cuencas estudiadas indican una cierta polaridad de menor salinidad en las cuencas situadas al noroeste (cuenca de Híjar) a mayor salinidad en la zona sureste (cuenca de Camarillas-Las Minas), lo cual supondría una mayor influencia del influjo de aguas meteóricas continentales en aquellas cuencas y una posible cercanía al mar de las cuencas más meridionales.

La procedencia de los materiales intracuencales (fracción alogénica mineral) tiene su mayor influencia en el relleno de las cuencas en las etapas I y VI, mientras que durante las etapas II, III, IV y V la sedimentación es fundamentalmente autóctona, siendo pues mayoritaria la fracción endogénica resultante de los procesos químicos y biogénicos dentro del lago. En este sentido, hay que destacar la importancia de la fracción bioquímica tanto en lo que se refiere a las alteraciones resultantes de la bioturbación como a los depósitos derivados de la vida vegetal (algal fundamentalmente) y animal (de moluscos mayoritariamente).

Por su particular importancia dentro de gran parte de las cuencas, hay que resaltar la presencia de los niveles y nódulos de azufre y de las silicificaciones como productos diagenéticos ampliamente reconocidos. Los niveles y/o nódulos de azufre aparecen íntimamente ligados a los materiales formados en la etapa II de la evolución de las cuencas de Cenajo y Camarillas-Las Minas. No se ha llevado a cabo un estudio específico de los mecanismos de su formación, que quedan fuera del alcance del presente trabajo. Algunas ideas sobre este tema han sido planteadas por Meseguer Pardo (1924) y Servant-Vildary et al. (1989). De igual forma, no se ha entrado en el análisis de las silicificaciones (porcelanitas, nódulos) que son frecuentes en gran parte de las sucesiones, aunque sí se apunta una cierta relación con la abundancia de diatomitas y, en último extremo, con el volcanismo detectado en la región.

La abundancia de materia orgánica dentro de los tramos margosos (**oil shales**) delatan ambientes anóxicos, lo que podría implicar también durante las etapas III y V una neta estratificación de la columna de agua. La existencia de ciclos de margas laminadas, más o menos ricos en materia orgánica, y carbonatos sugiere cambios fluctuantes en la posición de la oxiclina. Todos estos aspectos confirman el carácter perenne y relativamente profundo de los sistemas lacustres estudiados.

Por último, se advierte que este tipo de lagos no podrían clasificarse dentro de un único grupo de entre los que se manejan habitualmente (con facies terrígenas, carbonatadas y/o evaporíticas predominantes). Así, los cuerpos lacustres tienen una evolución compleja: las etapas I y VI se caracterizan por facies predominantemente terrígenas, la II etapa es predominantemente evaporítica y la III y V son predominantemente carbonatadas. El carácter complejo de los sistemas lacustres analizados queda así mismo puesto de manifiesto por las modificaciones que la inestabilidad tectónica de la zona impone a la distribución de facies lacustres y su posición en las sucesiones.

3.3. MODELO TECTÓNICO

La posición de estas cuencas está asociada a sinformas limitadas por fracturas previas a la instalación de los lagos (apartado 1.5.2). A lo largo de las descripciones de las cuencas se ha resaltado reiteradamente la gran movilidad que ha presidido su evolución sedimentaria (**scars**, fallas sinsedimentarias normales, lístricas, etc.). No obstante, cada una de ellas, sea por su posición específica o por la influencia de la halocinesis de las Facies Keuper, ha mante-

nido sus propias peculiaridades fuera de los eventos generalizados. De acuerdo con ello, se analizarán los aspectos específicos de las diferentes cuencas con objeto de poder entender mejor las características generales de su evolución.

Dentro de la evolución tectónica regional general, las cuencas estudiadas se pueden diferenciar en tres grupos.

Un primer grupo estaría representado por pequeñas cuencas limitadas por fallas normales (**grabens**). El modelo del grupo corresponde a la cuenca de Híjar. Como se puede apreciar en el mapa geológico de esta cuenca (Fig. 2.36), las fracturas principales que la limitan tienen dirección N.NE-S.SO y su borde activo ha sido el limitado por la falla más septentrional. La actividad diapírica queda patente al norte de la cuenca, aunque no parece haber tenido un efecto directo sobre su relleno salvo, quizás, en la última etapa de su evolución.

El segundo grupo corresponde a cuencas del tipo de Elche de la Sierra-Cobatillas, en las que los bordes de cuenca no están limitados por fracturas o al menos su representación no es tan nítida. Este tipo de cuencas se ha desarrollado sobre núcleos de sinformas y, dado que la evolución sedimentaria es en general expansiva, no se puede asegurar que la subsidencia de la cuenca esté relacionada con bordes activos limitados por fallas. Sin embargo, sí se ha podido reconocer en los diversos afloramientos fallas sinsedimentarias, pliegues de pequeño radio, etc., similares a los encontrados en las demás cuencas. Por lo tanto, puede deducirse, al menos indirectamente, que este tipo de cuencas han tenido una evolución tectónica similar a la de los otros tipos de cuencas.

El tercer grupo, al que pertenecen las cuencas de mayor extensión, cuencas de Cenajo y Camarillas-Las Minas (fig. 3.4), se caracteriza porque dichas cuencas se encuentran limitadas por fallas de dirección E.NE y O.SO. En ellas sí se ha podido determinar que la zona más activa corresponde a su borde norte, actuando la parte sur como zona pasiva. Por tanto, pueden considerarse como **semigrabens** (fig. 3.5.A). En estas cuencas se ha podido controlar con mayor detalle la evolución tectónica debido a que las condiciones de afloramiento son mejores y existen más datos sobre su estructura en profundidad, especialmente en la cuenca de Camarillas-Las Minas (figs. 3.4 y 3.5). Una vez creado el diseño de la cuenca en la última fase de compresión de edad Tortoniense medio, tuvo lugar la sedimentación de la etapa I, de características fundamentalmente turbidíticas, pudiendo apreciarse dentro de las sucesiones depositadas en este período abundantes fallas lítricas y discontinuidades internas que se ha interpretado como inestabilidades producidas por el rejuego contemporáneo de fracturas internas de la cuenca. La posible

movilidad que produjo también la actividad halocinética triásica puede justificarse al reconocer los bordes del paleorrelieve central cretácico de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (fig. 3.4). En este afloramiento, las direcciones de las fallas lítricas y **scars** de las facies turbidíticas van cambiando según se recorre de forma circular el afloramiento, indicando sentido de flujo de materiales en un abanico de direcciones que va desde los 180° con sentido E hasta los 270° con sentido W. Es lógico pensar que este punto represente prácticamente la zona centro de un domo en desarrollo (fig. 3.4).

La actividad comentada disminuye sensiblemente durante la sedimentación de la Etapa II, aunque las capas formadas se encuentran ligeramente inclinadas en todas las cuencas, haciendo **on-lap** sobre los depósitos de la etapa anterior.

En la etapa III se mantiene la misma o parecida estabilidad que en la etapa anterior durante la mayor parte de su desarrollo (prácticamente todo el Messiniense). Es al final de ella cuando se produce la actividad volcánica (datada en $5,7 \pm 0,3$ MA) que da lugar en la cuenca de Camarillas-Las Minas a la extrusión de rocas volcánicas de tipo lamproítico. Esta actividad volcánica se continúa con el evento sísmico que causa la eslampización de los materiales depositados con anterioridad, dando lugar a la etapa IV. Esta etapa representa el momento de máxima distensión tectónica en el ámbito donde se desarrollaron las cuencas (fig. 3.5.B).

Por último, durante las etapas siguientes (V y VI) no se aprecia gran movilidad en las cuencas. No obstante, es lógico pensar que la actividad halocinética de las Facies Keuper triásicas siguió actuando de manera moderada. Termina la actividad tectónica sinsedimentaria para estas cuencas a techo en la etapa sedimentaria VI, con niveles de conglomerados en facies de abanicos aluviales discordantes sobre las capas lacustres. Posteriormente, probablemente durante el Plio-Cuaternario, tiene lugar una nueva fase de compresión poniendo en movimiento las Facies Keuper y dando lugar a la estructura actual (figura 3.5C).

3.4. UNIDADES DEPOSICIONALES

El estudio de las etapas sedimentarias descritas en el apartado 3.2 (**Modelo deposicional general**), y el análisis de la evolución «custática» del lago, modelizado en función de su historia sedimentaria, ha permitido integrar la serie sedimentaria en una **Secuencia Tipo I** (Vail, 1987; Van Wagoner et

ESQUEMA DE LA EVOLUCION TECTONICA DE LAS CUENCAS

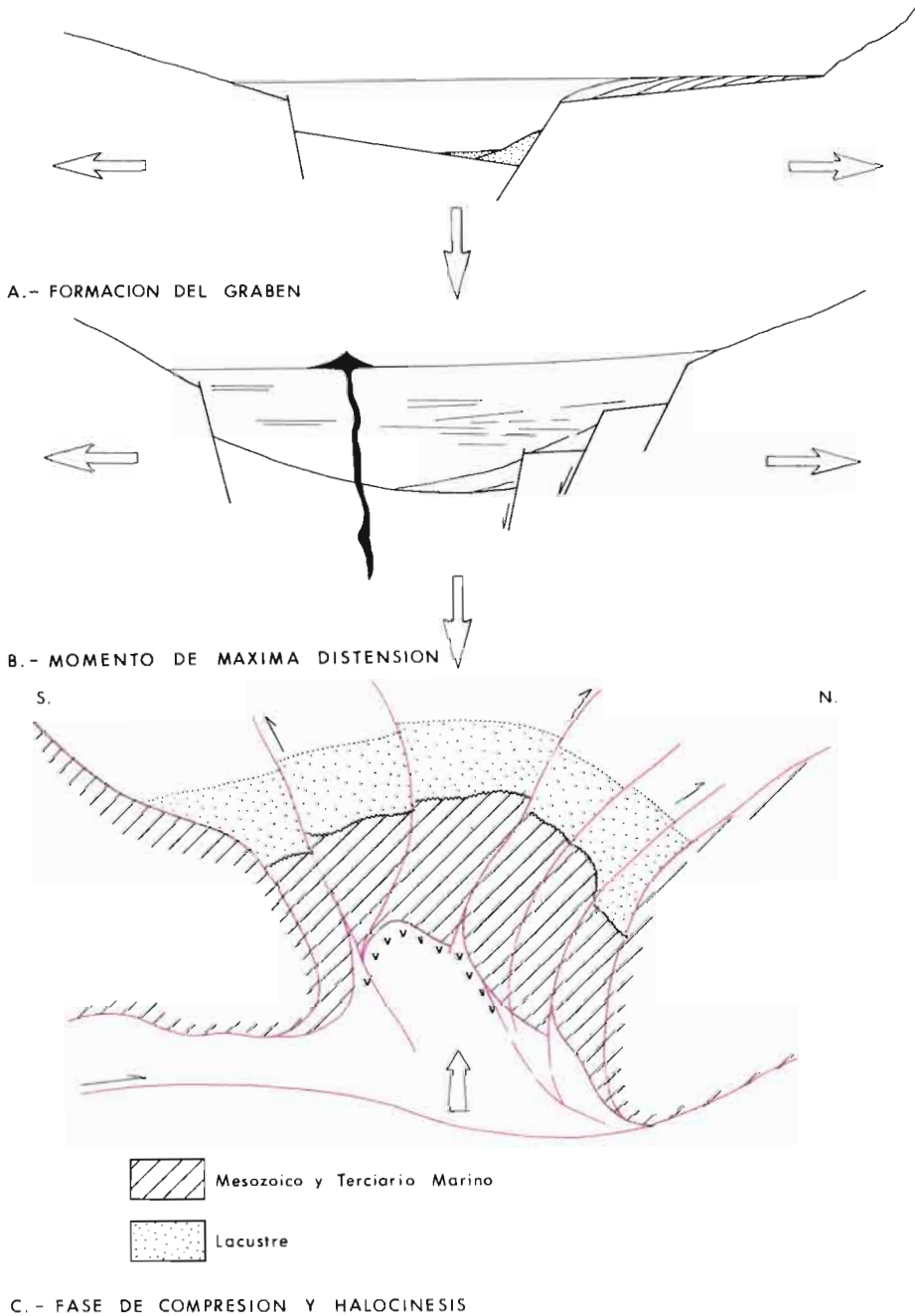


Fig. 3.5. Esquema de la evolución tectónica de las cuencas estudiadas en este trabajo.

al., 1987; Posamentier et al., 1988) que permite establecer una correlación más directa entre las grandes unidades descritas en las cuencas marinas, constituidas a su vez por **systems tracts**, y sus homólogas en cuencas continentales, lacustres en este caso. No obstante, hay que subrayar que estas consideraciones son un ensayo en orden a aplicar al análisis de cuencas continentales, más específicamente las que presentan un gran desarrollo de lacustres, una metodología de trabajo desarrollada para el análisis de cuencas marinas.

El análisis, llevado a cabo bajo este prisma metodológico, se ha elaborado con independencia de la causa última de los cambios de nivel de los lagos estudiados, ya sea ésta de tipo tectónico, de tipo climático, o de ambas a la vez.

3.4.1. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y VARIACIÓN DEL NIVEL DE AGUA EN LOS LAGOS

A partir del examen de las seis etapas en que se ha dividido el Modelo Depositional general de los lagos se deduce la evolución «eustática» general (fig. 3.6). Esta evolución correspondería a un ciclo completo de cambio del nivel del lago.

La primera etapa, en que la sedimentación más significativa corresponde a turbiditas, indica una fuerte bajada del nivel de los lagos. Representa una parte del **lowstand systems tract** (L.S.T.), esto es, el **lowstand fan**, durante el cual se produjo la erosión de los abanicos deltaicos que debían rodear los márgenes de los lagos. Estos abanicos deltaicos se habrían formado en el **highstand systems tract** de una etapa anterior y únicamente son conocidos de manera indirecta.

La etapa II representa el nivel más bajo alcanzado por el lago durante el **lowstand systems tract**. En él se depositaron las evaporitas dando lugar al **lowstand wedge**. A su vez, la serie litoestratigráfica de esta cuña de sedimentos está formada por parasecuencias constituidas por margas, carbonatos y yesos a techo descritas en el apartado 3.1.

La superficie de **flooding**, que marca el inicio del **transgressive systems tract** (T.S.T.) en la evolución, está representado por el brusco cambio en la sedimentación que significa la aparición de las margas de la base de la etapa III. El resto del T.S.T. está representado por estos primeros niveles de margas que además incluyen delgadas capas de turbiditas (capas distales de tormentas en los sistemas marinos).

El resto de las etapas III, IV, V y VI corresponden al **highstand systems tract** (H.S.T.). Esta fase sedimentaria está «interrumpida» por el

sismo-evento y volcanismo asociado que representa la etapa IV.

Desde el punto de vista sedimentológico este **highstand systems tract** se caracteriza por dos tipos de parasecuencias que a su vez se corresponden con dos situaciones paleogeográficas bien diferenciadas.

El primer tipo de parasecuencia está integrado por los ciclos de facies de margas y carbonatos con diatomeas, descritos en el apartado 3.1. Corresponden a sedimentos de plataforma.

El segundo tipo de parasecuencias está formado por ciclos de facies estrato y granoecientes de los abanicos deltaicos descritos en el apartado de facies.

Por tanto, en resumen, la historia evolutiva de estas cuencas se inicia con un nivel alto de los lagos (**H.S.T.**), al que sigue una brusca caída del nivel (con erosión aérea y subacuática), con momentos muy próximos a la desecación que constituye el **lowstand systems tract**. Una nueva y brusca subida del nivel de los lagos da lugar a la presencia de los depósitos del **transgressive systems tract** que culmina con las plataformas y deltas del **high systems tract**. Esta evolución corresponde a una secuencia **Deposicional de Tipo I** (fig. 3.6).

3.5. VALIDACIÓN DE LOS MODELOS PROPUESTOS

El objetivo de este apartado es establecer la correlación entre los principales hitos de la evolución de estas cuencas y los definidos en otras cuencas continentales del mismo entorno geológico próximo, y, en la medida de lo posible, con las unidades sedimentarias que se han diferenciado en las cuencas marinas del contexto geológico más próximo (Plataforma Valenciana).

Los elementos más notables de correlación de estas cuencas son los límites de los **systems tract** establecidos en el apartado anterior y el registro estratigráfico que significan las dataciones de micromamíferos y el sismo-evento representado por los niveles de materiales eslampizados de la etapa IV.

Es necesario señalar que el límite entre el **transgressive systems tract** y el **high systems tract** tiene, tal y como ocurre en cuencas marinas, carácter sutil y poca precisión, por lo que en este análisis se utilizarán únicamente los siguientes criterios de correlación externa:

1. Base de los depósitos lacustres, constituida por facies marinas de edad Tortoniense inferior-medio, que representa el inicio de la etapa distensiva.

EVOLUCION SEDIMENTARIA Y VARIACION DEL AGUA EN LOS LAGOS

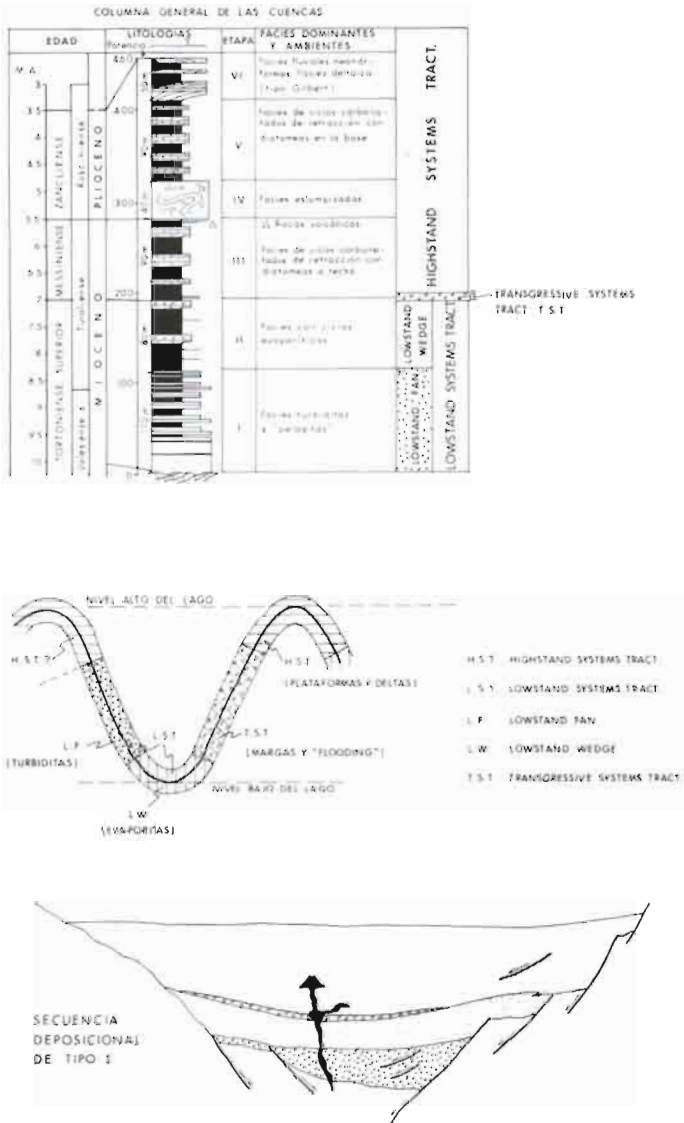


Fig. 3.6. Esquema integrado de la sucesión estratigráfica de las cuencas estudiadas (ver nota en pie de figura 3.1 para modificación de la cronoestratigrafía) y de la evolución de las secuencias deposicionales reconocidas.

2. Techo de los sedimentos evaporíticos, que representan el **lowstand wedge**. Evidentemente este techo equivale como elemento de correlación a la superficie de **flooding** con que se inició el **transgressive systems tract** superpuesto (base del Messiniense).
3. Nivel de capas eslampizadas correspondientes al sísmo evento asociado al volcanismo. Este hito tiene interés como línea de tiempo precisa (edad absoluta de $5,7 \pm 0,3$ M.A.), que se corresponde con los depósitos de edad techo del Messiniense.
4. Colmatación de las cuencas con facies deltaicas y fluviales, que representan el final de la Secuencia Tipo I descrita, cuya edad es Plioceno (Zancliense)¹.

La discordancia que separa los primeros depósitos lacustres de los depósitos en facies marinas de edad Tortoniense inferior medio ha sido reconocida por Santos (1984) en la cuenca del río Júcar. Para este autor corresponde a la ruptura base de la U.T.S. 1 por él definida. López Martínez et al. (1985) señalan la existencia de esta misma ruptura en las cuencas del Tajo, Calatayud-Teruel, Duero-Almazán, en las cuencas del Prebético, que incluyen a éstas, y en las del Subbético (marinas). Montenant (1987) sitúa esta misma discordancia en las cuencas de Almería-Murcia, en la transición del Tortoniense 1 al Tortoniense 2 (Tortoniense inferior-medio). Por último Soler et al. (1983) también reconocen una discordancia de edad Tortoniense inferior-medio, que hacen corresponder con la base de la U.T.S. Ne-4, en la Plataforma Valenciana.

La ruptura o discontinuidad siguiente correspondiente al techo de los sedimentos evaporíticos (**Low Systems Wedge**) ha sido reconocida en la cuenca del río Júcar por varios autores; Quesada et al. (1967), Robles et al. (1974) y Mein et al. (1978), como techo de la «Unidad Puntal Blanco» y por Ordóñez et al. (1976) y Santos (1980) como techo de la misma unidad a la que denominan **Formación Puntal Blanco**. López Martínez et al. (1985) señalan la existencia de esta misma discontinuidad en la sedimentación en las cuencas del Tajo, Gabriel, Fortuna y Alicante-Murcia. También Montenant (1987) reconoce esta misma discontinuidad en la base del Messiniense en las cuencas de Almería-Murcia. Y, finalmente, Soler, et. al. (1983) sitúan una ruptura, que separa la U.T.S. Ne-4 de la U.T.S. Ne-5 en la Plataforma Valenciana, en una posición semejante de edad algo superior (Messiniense inferior).

¹ Tal como se ha indicado al pie de la Figura 3.1, las edades indicadas para cada una de estas etapas deben ser modificadas en función de hallazgos paleontológicos recientemente obtenidos. Esta misma observación debe ser tenida en cuenta para las correlaciones establecidas en las páginas siguientes.

El siguiente hito cronoestratigráfico, que corresponde al evento sísmico acompañado de volcanismo, ha sido reconocido también regionalmente por Martínez López et al. (1985) en las cuencas de Tajo, Calatayud-Teruel, Vallés Penedes, Cabriel y en estas mismas cuencas. Su edad corresponde al techo del Messiniense.

Por último, la ruptura que corresponde a la colmatación de las cuencas ha sido reconocida en La Mancha por Pérez González (1987) (límite entre la unidad Calizas del Júcar y Areniscas y arcillas de Villalgorido) y por Santos (1984), como techo de la U.T.S. 2, en la cuenca del río Júcar. López-Martínez et al. señalan la existencia de esta discontinuidad, de edad Plioceno Medio, en las cuencas del Ebro, Tajo, Júcar y de Alicante-Murcia. Montenant (1987) también reconoce esta ruptura en las cuencas de Almería-Murcia, separando el «Plioceno 1» del «Plioceno 2», límite algo superior al Plioceno medio. En la Plataforma Valenciana, Soler et al. (1983) señalan una ruptura que separa la U.T.S. Ne-5 de la U.T.S. Ne-6, de una edad similar aunque más moderna (Plioceno medio-superior) que en los casos anteriores.

Por tanto, los elementos de correlación más notables descritos para estas cuencas, aunque de limitada extensión, tienen sus homólogos tanto a nivel del mismo entorno geológico, próximo o regional, y también en su contexto geológico marino próximo o regional.

4. RESUMEN Y CONCLUSIONES

El estudio de las cuencas lacustres del Prebético Externo, de edad comprendida entre el Tortonense inferior medio y el Plioceno inferior-medio (Zancliense)² ha puesto de relieve la importancia que tienen dichas cuencas en el establecimiento de la historia geológica de la región durante esa etapa de tiempo. Así mismo, los depósitos estudiados permiten establecer modelos sedimentarios de cuencas con sistemas lacustres perennes, en los que la oscilación del nivel de agua varía entre muy pocos metros y los 100 m. La potencia de sedimentos en estas cuencas se aproxima a los 500 m.

El análisis de las facies sedimentarias, sus características petrológicas y su evolución en el tiempo, ha permitido establecer seis etapas (**modelo de-posicional general**) a lo largo de las cuales tuvo lugar el relleno de estas cuencas:

Etapa I. En la que las facies más significativas son turbiditas, constituidas, en gran parte por siliciclastos extracuencales con intercalaciones de «pelagitas».

Etapa II. Caracterizada por facies constituidas por, al menos, dos grandes ciclos que comienzan por margas con intercalaciones de turbiditas y terminan por capas de calizas y yesos. Sus características permiten concluir que al final de esta etapa se llegó a los niveles más bajos de lámina de agua (profundidades de orden métrico) a lo largo de la historia de los lagos.

Etapa III. En esta etapa se inicia el desarrollo de la sedimentación carbonatada masiva, organizada en ciclos constituidos por margas en la base y carbonatos a techo. El estudio isotópico y el contenido en diatomeas indican un progresivo aumento de la lámina de agua a lo largo de esta etapa.

² Ver pies de Figuras 3.1 y 3.6.

Etapa IV. Caracterizada por la sedimentación de parte de los materiales de la etapa anterior debido a un evento sísmico acompañado de la construcción de edificios volcánicos constituidos por basaltos de tipo lamprofítico. Esta etapa representa una línea de tiempo regional identificable en todas las cuencas estudiadas.

Etapa V. Corresponde a la continuación de la sedimentación carbonatada, similar a la de la etapa III, después de la interrupción que representa la etapa anterior. De las características del final de la III etapa y del principio de ésta se deriva la conclusión de que este momento correspondió a la máxima profundidad de lámina de agua alcanzada por los lagos (alrededor de los 100 m.). La evolución vertical de los ciclos margas-carbonatos permite concluir una tendencia cada vez mayor a la colmatación de los lagos.

Etapa VI. Se caracteriza por la sedimentación deltaica y fluvial siliciclástica (extracuenal), con intercalaciones de carbonatos y concentraciones de materia orgánica de origen intracuenal. Representa el final de la sedimentación lacustre y su colmatación.

La sedimentación en las cuencas, a través de las seis etapas enumeradas y descritas, tuvo lugar en **grabens** desarrollados sobre sinformas, estas últimas generadas durante el primer periodo distensivo que siguió a la última fase de compresión importante de las Cordilleras Béticas (Tortonense medio). Uno de los resultados de esta fase de compresión fue el cierre del Estrecho Nord Bético. Durante el periodo distensivo accedido a continuación, y sobre todo en la primera etapa de sedimentación, se inició el desarrollo de una importante halocinesis de las Facies Keuper triásicas. Este hecho estuvo probablemente acompañado por el rejuego de las fracturas que dieron lugar a las fosas de partida, originando fallas lístricas, fallas directas, etc.

El resultado fue la resedimentación de materiales depositados cuya potencia dependió de la importancia de los movimientos de las fallas y de la energía de la halocinesis. No obstante, dada la dirección de movimiento (componente Sur) que indican las capas resedimentadas y la concentración de estructuras sinsedimentarias, particularmente en el Norte de las cuencas, puede concluirse que estos bordes fueron los más activos, mientras que los de las zonas del Sur de las cuencas permanecieron relativamente pasivos.

Las relaciones encontradas entre la evolución del nivel de agua de los lagos y los sistemas deposicionales ha permitido proponer un esquema evolutivo de las cuencas utilizando la metodología desarrollada recientemente para el análisis de cuencas marinas se concluye de ello que el relleno de estos lagos puede interpretarse a través del reconocimiento de sus **Systems tracts**, como una **secuencia Tipo I** (Figura 3.6).

Las dos primeras etapas del Modelo Depositional General (Figura 3.1) corresponden al **lowstand systems tract** (la **etapa I** equivale al **lowstand fan** y la **etapa II** al **lowstand wedge**). El cambio brusco de sedimentación. En la base de la sucesión depositada durante la **etapa III** representa la superficie de **flooding** y el **transgressive systems tract**. Finalmente, la sedimentación de los materiales depositados posteriormente durante las **etapas III, V y VI**, interrumpida por el evento sísmico con volcanismo de la **etapa IV**, representan el **high systems tract** con que termina la historia de relleno de estos lagos y se cierra la **secuencia Tipo I** descrita.

A su vez, los límites de los **systems tracts** pueden ser utilizados como elementos de correlación junto con las dataciones paleontológicas y la línea de tiempo que representa el evento sísmico con volcanismo asociado, cuya edad absoluta ha sido determinada. Se ha podido establecer, por tanto, las equivalencias de unidades sedimentarias y de las rupturas y discontinuidades que las separan con las de otras cuencas continentales del entorno geológico próximo y peninsular, y con las correspondientes al contexto geológico marino, concluyéndose estas equivalencias en las siguientes³:

—La base de la sedimentación lacustre se corresponde con la discontinuidad (ruptura) base de la U.T.S. 1 definida por Santos (1984) en la cuenca del Júcar y por las señaladas por López Martínez et al. (1985) de edad Vallesiense superior (Tortonense inferior-medio) en otras cuencas continentales de la Península; así mismo, con la descrita por Montenant (1987) en la base del «Tortonense 2» (Tortonense inferior-medio), para las cuencas marinas neógenas del sureste español (Almería-Murcia), así como con la base de la U.T.S. Ne-4 descrita por Soler et al. (1983) para la Plataforma Valenciana.

—El techo de la Etapa II (final del «**Low Systems Tract**» de la sedimentación lacustre de edad final del Tortonense es equivalente al techo de la U.T.S. 1 definida por Santos (1984) en la cuenca del Júcar y señalada en el trabajo de López Martínez et al. (1985), además de en la cuenca del Júcar, en las cuencas del Tajo y Cabriel. Esta misma discontinuidad coincide con la definida por Montenant (1987) a techo del Tortonense y con la ruptura del techo de la U.T.S. Ne-4 establecida por Soler et al. (1983), los cuales le asignan edad base del Messiniense.

—El techo de la Etapa III (techo del Messiniense, Turolense superior, en esta Tesis) se corresponde con el techo de la U.T.S. 2

³ Ver pies de Figuras 3.1 y 3.6.

definida por Santos (1984) en la cuenca del Júcar y las definidas en esta misma cuenca por López Martínez et al. (1985) en las cuencas antes citadas. En las cuencas marinas de Almería y Murcia, esta ruptura corresponde a la citada por Montenant (1987) de edad techo del Mesiniense.

—El techo de la Etapa VI, de edad Plioceno inferior-medio, coincide con la ruptura sedimentaria descrita por López Martínez et al. (1985), de edad Rusciniense superior, en las cuencas del Prebético, Subbético, Cabriel, Tajo y Ebro, y con la reconocida por Montenant (1987) en las cuencas de Almería-Murcia (techo del Plioceno 1).

Finalmente, a juicio del autor, estas páginas quedarían incompletas sin hacer la advertencia, como una conclusión más, de que los modelos desarrollados y las deducciones señaladas deben de interpretarse más bien como hipótesis de trabajo para nuevas investigaciones y no como consideraciones definitivas de los sistemas naturales tratados.

5. BIBLIOGRAFÍA

ÁLVARO, M. G., ARGUESO, J. M., ELIZAGA, E. (1975). «La estructura del borde prebético de la zona de Alcaraz. (Provincia de Albacete, España)». Bol. Geol. y Min. de España. Vol. 86, n.º 5, pp. 467-477.

ALLEN, P. A. y COLLINSON, J. D. (1986). «Lakes». In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. by H. G. Reding), pp. 63-94. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

ANADON, P. (1984). Sedimentación lacustre. En, IGME, *Ciclo Seminarios de Sedimentología*, v. I, 93-129.

ANADON, P. (1989). «Lagos». In: *Sedimentología C.S.I.C.* Coordinador A. Arche. Vol. 1, Madrid, pp. 219-270.

ANDERSON, R. Y., DEAN, W. E., BRADBURY, J. P. y LOVE, D. (1985). Meromictic lakes and varved lake sediments in North America. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1607, 19 pp.

AREITIO, B. (1873): Descripción de la dusodila de Hellín. *Ann. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 2: 385-387, y 3: 16-17.

ARIAS, C. (1975). Los materiales cretácicos de la Pinilla (Albacete). *Seminarios de Estratigrafía* n.º 11, pp. 3-6.

ARIAS, C. (1978) «Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete». *Seminarios de Estratigrafía*, serie monográfica n.º 3, 299 pp. Madrid.

ARIAS, C. (1975) «El Cretácico de la zona La Higuera-Bonete (Albacete)». I Coloq. *Estrat. y Paleogeog. del Cret. de España*. Ed. Enadimsa. Serie 7, n.º 1.

- ARIAS, C., y WIEDMANN, J. (1977). «Ammoniten und Alter der Utrillas Schichten (Mittelkreide) in der ostlichen Provinz Albacete, SE Spanien». N. Jb. Geol. Pal. Mg. H-1, pp. 1-4.
- ARIAS, C.; ELIZAGA, E., y VILAS, L. (1978). «Distribución de las facies del Cretácico inferior en el SE de la provincia de Albacete. Sus relaciones». Cuadernos de Geología Ibérica. Vol. 5.
- ARNAL, R. E. (1961). Limnology, sedimentation and microorganisms on the Salton Sea, California. Geol. Soc. Am. Bull., 3, 427-478.
- ARRIBAS, M. E. (1986). Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la cuenca terciaria del Tajo. Cuad. Geología, 10, 295-334.
- AZEMA, J. (1977). «Étude géologique des zones externes del Cordillères Betiques aux confins des provinces Alicante et Murcia». Tesis Doctoral. Fac. Sc. París, 393 pp.
- AZEMA, J., CHAMPETIER, Y., FOUCAULT, A., *et al.* (1971). Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Betiques. Essai de correlation». Cuadernos de Geología Ibérica. Vol. 2. 2, pp. 91-110.
- AZEMA, J., FOUCAULT, A., FOURCADE, E., *et al.* (1975). Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Betiques. Essai de coordination. 1.º Coloquio de Estrat. y Paleogeografía del Cretácico de España. Ed. Enadimsa, Serie 7, n.º 1, pp. 159-217.
- AZPEITIA, F. (1911): La diatomología española en los comienzos del siglo XX. Asoc. Esp. Progr. Ciencias, 4, 320 pp.
- BAENA PÉREZ, J. (1972). Memoria explicativa y Hoja del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 (24-36), Caravaca. Primera edición, IGME.
- BEGIN, Z. B., EHRLICH, A. y NATHAN, Y. (1984). Lake Lisan The pleistocene precursor of the Dead Sea. Geol. Surv. Israel Bull., 63, 30 pp.
- BEHEMEL, H. (1970). Beitrage zur stratigraphie und Palaontologie des Juras von Spanien». V. Stratigraphie und fazies im prabestischen Jura von Albacete und Nord-Murcia». N. Jb. Geol. Pal. Abh, 137, 1, pp. 1-102.
- BELLANCA, A., CALVO, J. P., CENSI, P., ELIZAGA, E. y NERI, R. (1989). Evolution of lacustrine diatomite carbonate cycles of Miocene age, SE Spain: petrology and isotope geochemistry. J. Sed. Petr. 59, 45-52.

BELLON, H., BIZON, G., CALVO, J. P., ELIZAGA, E. *et al.* (1981). Le volcan du Cerro del Monagrillo (Province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 292, Sér. II, 1035-1038.

BELLON, H., BORDET, P., y MONTENAT, CH. (1983): Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques (Espagne méridionales). Bull. Soc. Géol. France (7), 24, 205-217.

BELLON, H., BIZON, G., CALVO, J. P., ELIZAGA, E., GAUDANT, J. y LÓPEZ, N. (1980). Le volcan du Cerro de Monagrillo (Prov. de Murcia): Age absolu et correlations avec les sediments neogènes du bassin de Hellín (España). C. R. Acd. Sci. París, 2 serie, t. II, 1035-1038.

BLUMENTHAL, M. (1926-1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Kordilleren von Central und Suwest-Andalusien. Ecl. Geol. Helv. XX, pp. 487-532.

BULJAN, M. (1972): Submarine vulcanism and oceanography. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 14, 5-10.

BUSSON, G., LUDLAM, S. D. y NOEL, D. (1972). L'importance des diatomées dans les dépôts actuels varvés de Green Lake, modèle de sédimentation confinée. C. R. Acad. Sci., Paris, 274, 3044-3047.

BOUSQUET, J. C. y MONTENAT, CH. (1974). La neotectonique dans les cordillères Bétiques orientales (Espagne). 2eme. Reunion anuelle des Sciences de la Terre. Pont-à-Mousson.

BRINKMANN, R., y GALWITZ, H. (1933). El borde externo de las cadenas Béticas en el sureste de España. Vol., pp. 167-290. Madrid, 1950. (Inst. «Lucas Mallada» de Inv. Geol.).

CALVO, J. P. (1978). Estudios petrológico y sedimentológico del Terciario marino del sector central de la provincia de Albacete. Est. Geol. Volumen 34, pp. 407-429.

CALVO, J. P., ELIZAGA, E., LÓPEZ, N., ROBLES, F. y USERA, J. (1978). El Mioceno superior continental del Prebético externo, evolución del estrecho orbético. Bol. Geol. y Min. Vol. 5, pp. 9-32.

CALVO, J. P. (1984). Los yacimientos españoles de diatomita. Curso Rocas Industriales, Fund. Universidad-Empresa, Madrid, 330-347.

CALVO, J. P. (1981). Los yacimientos de diatomita en España. Bol. Geol. Minero, 92, 274-284.

- CALVO, J. P., ELIZAGA, E. (1985). Sedimentology of a neogene lacustrine system, Cenajo Basin, SE Spain. Abstract 6th European Meeting of Sedimentology, Lleida, 70-73.
- CALVO, J. P. y ELIZAGA, E. (1987): Diatomite deposits in South-eastern Spain: geologic and economic aspects. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, 70, 537-543.
- CALVO, J. P. (1988). Depósitos minerales y sistemas lacustres. Curso sobre sedimentología aplicada a la explotación de recursos minerales. Fundación Gómez Pardo, Madrid, 74 pp.
- CAMARA, P. y DURANTEZ, O. (1978). Mapa Geológico de España. E. 1:50.000 Hoja de Liétor. IGME.
- CASTILLO HERRADOR, F. (1974). Le Trias evaporitique des Bassins de la Vallée de l'Ebre et de Cuenca. *Bol. Soc. Geol. France*, (7), XVI, pp. 666-676.
- CHAMPETIER, Y. (1972). Le Prebetique et l'Iberique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province de Alicante (Espagne). Tesis doctoral, Nancy, Sciences de la Terre, n.º 24, 170 pp.
- CHOI, H. I. (1986). Fluvial plain/lacustrine facies transitions in the cretaceous Sindong Group, south coast of Korea. *Sedim. Geol.* 48, 295-320.
- DABRIO, C. J. (1972). Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética). Tesis Univ. de Granada, 338 pp.
- DABRIO, C. J., GARCÍA-YEBRA, R., GONZÁLEZ DONOSO, *et. al.* (1972). Turbiditas asociadas a evaporitas. La Mala, depresión de Granada. *Cuad. Geol. Universidad de Granada*, pp. 139-164.
- DAVIS, R. A., J. R. (1983). *Depositional Systems. A genetic approach to sedimentary geology.* Prentice-Hall, New Jersey, 669 pp.
- DEAN, W. E. y FOUCH, T. D. (1983). Lacustrine Environment, in Scholle, Bebout y Moore (Eds), *AAPG Mem.* 33, 97-130.
- DEDECKKER, P. (1988). Biological and sedimentary facies of australian salt lakes. *Palecol. Palclim. Palgeogr.*, 62, 237-270.
- DONOVAN, R. N. (1975). Devonian lacustrine limestones at the margin of the Orcadian Basin, Scotland. *J. Geol. Soc. London*, 131, 489-510.
- EGELER, C. G. y SIMON, D. J. (1969). «Sur la tectonique de la zone betica (Cordillères Betiques) Espagne». *Verhandl Konned Akad Wed., Adf. Nat.* (1) 15, n.º 3, 90 pp.

ELIZAGA, E. (1979). Las facies terrígenas del Cretácico inferior del Sector central de la provincia de Albacete. Tesis Licenciatura, Universidad de Madrid.

ELIZAGA, E., GALLEGO, I. C., GARCÍA, A. y LÓPEZ, F. (1984). Hoja n.º 813. Hellín. Mapa Geológico de España, Magna 2.ª Serie. IGME.

ELIZAGA, E. y CALVO, J. P. (1988). Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. Bol. Geol. Minero (en prensa).

EUGSTER, H. P. (1986). Lake Magadi, Kenya: a model for rift valley hydrochemistry and sedimentation? En: Frostick et al. (Eds). 177-190.

EUGSTER, H. P. y KELTS, K. (1983). Lacustrine chemical sediments. En: Goudie y Pye (Eds). Academic Press, London, 321-368.

FALLOT, P. (1943). El sistema Cretácico en las Cordilleras Béticas. mem. Inst. «Lucas Mallada», CSIC. 110 pp.

FALLOT, P. (1948). Les Cordillères Bétiques. Est. Geol. n.º 8, pp. 83-172. Madrid.

FOURCADE, E. (1964). Observations sur quelques formations Weal Wealdienses de la province de Albacete (Espagne). C. R. somm. S. G. F., fasc. 9, pp. 370-371.

FOURCADE, E. (1967). A propos de quelques facies non marines du Crétacé inférieur de la région de Albacete-Almansa (Sud-Est de l'Espagne). C. R. somm. S. G. F., fasc. 5 pp. 200.

FOURCADE, E. (1967). Données nouvelles sur la Crétacé inférieur du Nord-Est de la Cordillère Bétique. (Espagne). Acad. Naz. Lincei rend. Clas. Sc. Fis. Math et Nat., fasc. 6, ser. VIII, vol. XLII, pp. 842-851.

FOURCADE, E. (1970). Le Jurassique et el Crétacé aux confins des Chaînes bétiques et ibériques (Sud-Est de l'Espagne). Thèse Sciences Paris, 2 vols., 127 pp.

FOURCADE, E. (1971). Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: les confins du Prebétique et des Chaînes Ibériques entre le Río Mundo et le Río Júcar (Stratigraphie, zones a Foraminifères et paléogeographie). I Col. Estrat. et Paleogeogr. Jur. España. Vitoria, 1970. Cuad. Ibéri. Vol. 2, pp. 157-180.

FOURCADE, E. (1975). Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes del Cordillères Bétiques. III Les confins du Prebétique et des Chaînes Iberiques, entre le Rio Mundo et le Rio Júcar (Stratigraphie et Paleogeographie). I Col. Estrat. et Paleog. del Cretácico de España. Ed. Enadimsa. Serie 7, n.º 1, pp. 233-244.

FOURCADE, E.; JEREZ MIR, L.; RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. y JAFFREZO, M. (1972). El Jurásico terminal y el Cretácico inferior de la Sierra de Muela (prov. de Murcia). Consideraciones sobre las biozonas con foraminíferos del Albense-Aptense del sureste de España. Rev. Esp. de Microp. num. extra 30 Aniv. E. N. Adaro.

FOURCADE, E., y JEREZ MIR, L. (1973). El Cretácico inferior en las inmediaciones de Peñarubia (zona Prebética, prov. de Albacete). Rev. Esp. de Microp. E. N. Adaro, Vol. n.º 2, pp. 291-299.

FOURCADE, E.; PENSAS, F. y RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1977). El Jurásico superior y el Cretácico inferior en los alrededores de Yeste (zona Prebética sudeste de España). Rev. Esp. de Microp. Vol. IX, n.º 3, pp. 361-380.

FREYTTET, P. (1973). Petrography and paleoenvironment of continental carbonate deposits with particular reference to the upper Cretaceous and lower Eocene of Languedoc. Sedim. Geol., 10, 25-60.

FREYTTET, P. (1984). Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émerision et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstructions paléogéographiques. Bull. C. Rech. Expl-Prod. Elf-Aquitaine, 8, 223-247.

FUSTER, J. M., GASTESI, P., SAGREDO, J. y FERMOSO, M. L. (1967). Las rocas lamproíticas del sureste de España. Estudios Geol. 22, pp. 35-69.

GARCÍA, A.; MAS, J. R.; ARIAS, C.; VILAS, L.; ALONSO, A. y RINCÓN, R. (1978). Evolution sedimentaire des facies terrigènes mixtes et carbonatés de l'ibien supérieur-Cenomaniense, dans la region de Cuenca-Almansa, Espagne. Cahiers de micropaléontologie 4, pp. 11-19.

GALLEGO, I. C., GARCÍA, A., JEREZ MIR, L. y LÓPEZ, F. (1984). Hoja n.º 868. Isso, Mapa Geológico Nacional Magna 2.ª Serie. IGME.

GALLOWAY, W. E. y HOBDDAY, D. K. (1984). Terrigenous clastic depositional systems. Springer-Verlag, New York, 423 pp.

GARCÍA DEL CURA, M.ª A.; ORDÓÑEZ, S. y CALVO SORANDO, J. P. (1977). Estudio sedimentológico de la Cuenca cuaternaria de Cordovilla. Instituto de

Geografía aplicada CSIC, Actas III Reunión Grupo Trab. Cuaternario, 247-258.

GARCÍA HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A. C.; RIVAS, P.; GARCÍA PALOMERO, F. (1969). Estudio geológico de la región de Alcadozo. (Albacete). Cuad. de Geol. Iber. vol. 1, pp. 149-189.

GARCÍA-RODRIGO, B. y PENDAS, F. (1971). Consideraciones sobre el Jurásico inferior y medio de Albacete. Cuad. Geol. Ibérica, n.º 2, pp. 255-272.

GASSE, F. et al. (1987). Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction on environmental and hydrological changes in the holocene lakes from North Sahara. Pal., Pal., Pal., 60, 1-46.

GÓMEZ, J. J. y GOY, A. (1979). Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. Est. Geol. vol. 35, pp. 569-598.

GOY, A.; GÓMEZ, J. J. y YÉBENES, A. (1976). El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). I Unidades litoestratigráficas. Est. Geol., t. 32, pp. 391-423.

HARDIE, L. A., SMOOT, J. P. y EUGSTER, H. P. (1978). Saline lake deposits: a sedimentological approach. IAS Sp. Publ., 2, 7-42.

HARRISON, F. W. (1988). Utilization of fresh-water sponges in palcolimnological studies. Pal., Pal., Pal., 62, 387-398.

HILLEBRANDT, A. VON (1974). Bioestratigrafía del Paleógeno en el sur-este de España (provs. de Murcia y Alicante). Cuad. Geol. Univ. Granada, 5, pp. 135-153.

I.T.G.E. (1985). Investigación geoléctrica en el Moler (Albacete). Inédito. Centro de documentación del I.T.G.E.

JEREZ MIR, F. (1979). Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas. Bol. Inst. Geol. y Min. de España, 90, 503-555.

JEREZ MIR, L. (1971). Bosquejos estratigráficos y paleogeográficos de la zona Prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra y Moratalla. Bol. Geol. y Min., t. 81-2, pp. 117-131.

JEREZ MIR, L. (1971). Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertura en un sector de la zona Prebética (provs. de Albacete y Murcia). I Congreso Hispano-Luso-Amer. de Geol. Económica. Sec. de Geol. t. 1. Apartado 8-1.24, pp. 249-264.

- JEREZ MIR, L. (1973). Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provs. de Albacete y Murcia). Tesis doctoral, fac. Ciencias Univ. de Granada, 2 tomos, 750 pp.
- JEREZ MIR, L. (1974). Hoja n.º 890, Calasparra. Mapa Geológico Nacional. 2.ª Serie. IGME. Madrid.
- JEREZ MIR, L. (1980). Hoja n.º 867 Elche de la Sierra (867). Mapa Geológico de España, 2.ª serie Magna, IGME. Madrid.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D. (1906). Datos para el estudio de la Geo-Geología del Sudeste de España. Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. 6 Madrid, pp. 211-218.
- JODOT, P. (1958). Les faunes des Mollusques continentaux réparties dans Sud-Est de L'Espagne entre le Miocène Supérieur et le Quaternaire. Mém. Com. Inst. Geol. Diput. Prov. Barcelona, t 17, pp. 1-34.
- JONES, B. F. y BOWSER, C. J. (1978). The mineralogy and related chemistry of lake sediments. En: Lerman (Ed), Springer, NY, 179-236.
- KELTS, K. (1988). Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. In: Lacustrine Petroleum Source Rocks. Ed by A. J. Fleet, K Kelts and M. R. Talbot. Sp. Publ. Geol. Soc. London, 40, 3-26.
- KELTS, K. y HSÜ, K. J. (1978). Freshwater carbonate sedimentation. En: Lerman (Ed), Springer-Verlag, New York, 295-324.
- KELTS, K. y TALBOT, M. (1986). Comparative lacustrine sedimentology. Postgraduate block course, Barcelona.
- LERMAN, A. (Ed.) (1978). Lakes, chemistry, geology, physics. Springer-Verlag, New York, 359 pp.
- LINK, M. H. y OSBORNE, R. H. (1978). Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin, California. IAS Sp. Publ., 2, 167-186.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J. P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DÍAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTÍNEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, J. M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C. y TORRES, T. (1985): Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. Proceedings VIII RCMNS Congress. Budapest, 1985, Ann. Inst. Geol. Publ. Hung, 70, 383-391 (1987).
- LÓPEZ RUIZ, J. y RODRÍGUEZ BADIOLA, E. (1984). El volcanismo Neógeno-Cuaternario del Borde Mediterráneo español. En: El Borde Mediterráneo español. Evolución del Orogénico Bético y Geodinámica de las Depresiones Neógenas. Informe Proyecto CAICYT-CSIC, pp. 115-122.

- LOWENSTEIN, T. K. y HARDIE, L. A. (1985). Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology*, 32, 627-644.
- MAS, J. R., ALONSO, A., GARCÍA, A., ARIAS, C., VILAS, L., MENÉNDEZ, R. Y RINCÓN, R. (1982). Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne) 9^{ème} Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris 1982, Soc. Géol. Fr. edit. Paris p. 417.
- MALLADA, L. (1984). Reconocimiento de la provincia de Jaén. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 55 pp.
- MARGALEF, R. (1953). Observaciones paleoecológicas y geocronológicas sobre los sedimentos lacustres miocénicos de Hellín (Albacete). *mem. y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 10-53-72.
- MEGÍAS, A. G. (1973). Estudio geológico y relación entretectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida). Tesis Doctoral, Univ. de Granada.
- MEGÍAS, A. G. (1982). Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. V Congreso Latinoamericano de Geología. Buenos Aires, Actas, 1, 385-402.
- MEGÍAS, A. G.; LERET, G.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W. y SOLER, R. (1983). La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario. *Mediterránea*, ser. Geol., 1, 83-103.
- MESEGUER PARDO, J. (1924). Estudio de los yacimientos de azufre de las provincias de Murcia y Albacete. *Bol. Inst. Geol. Min., XLV, 3^o Serv.*, 1-84.
- MONJANEL, A. (1987). Les diatomées oligocènes de l'Atlantico nord et de la Méditerranée occidentale. *Biostratigraphie et paleoceanographie*. Tesis doctoral, Université de Paris.
- MONTENAT, CH. (1976). Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères Bétiques orientales, Espagne). *Stratigraphie, Peléogéographie et Evolution dynamique*. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Dyon*, 69, 345 pp.
- MURPHY, D. H. y WILKINSON, B. H. (1980). Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan mar lake. *Sedimentology*, 27, 125-135.
- MUTTI, E. y RICCI LUCCHI, F. (1975). Turbidite facies associations. In Mutti, G. C. PAREA et al. Exemple of Tubidites facies and facies associations from selected formations of Northern Apennines: IX Int. Cong. I.A.S. Nice. France. Field Trip. A II p. 21-36.

- NICKLES, F. (1982) 9.EME REUNION ANUELE DES CIENCIAS DE LA TERRE. PARIS.
- ORTI, F. (1974). El Keuper del Levante español. Petrología y Paleogeografía de la cuenca. *Estud. Geol.* 30, pp. 7-46.
- ORTI, F. (1980). Características deposicionales y petrológicas de las secuencias evaporíticas continentales en las cuencas terciarias peninsulares. *Temas Geol. Mineras* 1.ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca. IGME. Parte II, pp. 485-506.
- PAQUET, J. (1968). Etude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne). Tesis. Univ. Lille (Mem. Soc. Geol. France 1969, 3, 1-270).
- PÉREZ, A., VILLENA, J., PARDO, G. (1986). Presencia de estratificación cruzada tipo hummocky en depósitos lacustres de la Depresión del Ebro. XI Congreso. Esp. de Sedimentología p. 130.
- PICARD, M. D. y HIGGES, L. R. (1972). Criteria for recognizing the lacustrine rocks. En: Rigby y Hamblin (Eds), *SEPM*, 16, 108-145.
- PIERRE, C., ROUCHI, J. M., SERVANT-VILDARY Y FOUCAULT, A. (1989). The las Minas de Hellín Formation (south Spain): stable isotopes, mineralogy and diatoms of an hypersaline transitional lacustrine-marine sedimentary sequence EUG. Strasbourg, Abstracts, p. 219.
- PLATT, N. H. y WRIGHT, P. (1990). Lacustrine carbonates: Facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. 35 pp in lit.
- POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T. y VAIL, P. R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition. Conceptual framework In: Sea level changes. An integrated approach Wilgus et al. eds. *SEPM. Spec. Public.* 42 110-124.
- REYES, J. L., CRESPO, V., FEIXAS, J. C. y ZAPATA, M. J. (1984): La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular. I Congreso Español de Geología, t. II, 803-815.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1977). Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante (Tectónica). *Bol. IGME*, T. 88, vol. 4, páginas 273-299.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1979). Geología e Hidrogeología del Sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (prov. de Albacete). *Col. Mem. IGME*, t. 97, vol. 1, pp. 7-290.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1983). Características tectónicas de la zona Prebética. Seminario de Tectónica global). Enadimsa.

RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. y GRANADOS, L. (1975). «El Cretácico superior de las Hojas de Alcaraz, Liétor, Yeste. Zona Prebética». I Coloq. de Estrat. y Paleogeogr. del Cret. de España, Enadimsa. Serie 7, n.º 1, pp. 129-140.

ROSELL, J. (1988). Ensayo de síntesis del Eoceno subpirenaico: el fenómeno turbidítico. Rev. Soc. Geol. España, 1, (3-4) pp. 357-364.

ROSELL, J. (1989). Límites en series turbidíticas. Rev. Soc. Geol. España, 2 pp. 371-376.

SÁNCHEZ CELA, V. (1971). Estudio geológico del Trías del borde Prebético (Linares-Alcaraz). Est. Geol. Vol. XXVII, pp. 213-238.

SÁNCHEZ DE LA TORRE (1964). «Estudio hidrogeológico de los alrededores de Hellín-Santa Quiteria». Cuad. Geol. Iber. 1.

SANTOS, J. A. (1984). Síntesis litoestratigráfica de la Cuenca del Júcar (Albacete), a partir del análisis tectosedimentario. Bol. Geol. Min. n.º 5, pp. 429-439.

SANZ DE GALDEANO, C., y VERA, J. A. (1980). Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. Geologie en Mijnbauw. vol. 59 (2), pp. 155-168.

SERRA Y PELÁEZ, J. R. (1971). Estudio de una diatomea fósil utilizando la microscopía electrónica por transmisión y barrido. Bol. R. Soc. Esp. Hit. Nat. (Biol.) 69 pp. 225-232.

SERVANT-VILDARY, S. (1984). Fossil Cyclotella Species from Miocene lacustrine deposit of Spain, en M. RICARD (Ed.) Prov. 8th. Diatom Symposium, Koeltz, Koenigstein, 495-511.

SNEH, A. (1979). Late Pleistocene fan-deltas along the Dead Sea Rift. J. Sed. Petrol., 49, 541-552.

SOLER, R., MARTÍNEZ, W., MEGÍAS, A. G. y ABEGER, J. A. (1983) Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. Medt., Ser. Geol. n.º 1 71-82.

SOLER, M.; MARTÍNEZ DEL OLMO, W.; MEGÍAS, A. G. y ABEGER, J. A. (1983). Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. Mediterránea, ser. Geol. 1, 71-82.

SOPENA, A. (1984). Correlación y distribución de las unidades litoestratigráficas del Keuper en la transversal Alcázar de San Juan. Alhambra Alcázar. Boggarra Potiche y Montealegre del Castillo. Informe interno del ITGE.

- STAUB, B. (1943). Der Deckemban Subspaniens in den Betischen Cordilleren. Ges. Zurich 79 pp. 271-332.
- SURDAM, R. C. y WOLFBAUER, C. A. (1975). Green River Formation, Wyoming: a playa-lake complex. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 335-345.
- TUCKER, M. (1978). Triassic lacustrine sediments from South Wales: shore clastics, evaporites and carbonates. IAS Sp. Publs. 2, 203-222.
- USERA, J., CALVO, J. P. y MÁRQUEZ, L. (1979). Síntesis bioestratigráfica (foraminíferos) de Neógeno marino del Sector central de la provincia de Albacete. España». Est. Geol. Vol. 35, pp. 199-204.
- VAIL, P. R. y HARDENBOL, J. (1979). Sea-level changes during the Tertiary. Oceanus, 22, 71-79.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M. y THOMPSON, III, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: Relative changes of sea level from coastal onlap. En C. E. PAYTON (Ed.), Seismic stratigraphy Applications to hydrocarbon exploration, Am. Ass. Petr. Geol., Mem., 26, 83-97.
- VERNEUIL, E. y COLLOMB, E. (1852). Del terreno Cretáceo en España. Rev. Minera T. III. Madrid.
- VILAS, L., MAS, J. R., GARCÍA, A., ARIAS, C., ALONSO, A., MELÉNDEZ, N. y RINCÓN, R. (1982). Ibérica Suroccidental. In: El Cretácico de España. Ed. de la Univ. Complutense Madrid, pp. 457-509.



DIPUTACIÓN DE ALBACETE