

ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA Y MATERIAS PRIMAS MINERALES DEL NEOGENO DE LA CUENCA DE MADRID

Organizadores

J.P.Calvo Sorando (1), M.Hoyos Gómez (2), J.Morales Romero (2)
y S.Ordóñez Delgado (1)

Colaboradores

A.M.Alonso Zarza (1), P.Barettino (6), J.M.Cebriá Gómez (2), G.De
Vicente (5), M.A.García del Cura (3), E.Herraez (2), J.López Ruiz
(2), A.Mazo (2), R.Querol (7), J.P.Rodríguez Aranda (1), E.Sanz
Montero (1), C.Sesé (2) y T.Torres (4).

- (1) Dpto Petrología y Geoquímica. Univ.Complutense. 28040 Madrid.
- (2) Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. 28006 Madrid.
- (3) Inst.Geología Económica. CSIC. Univ.Complutense. 28040
Madrid.
- (4) Cátedra de Paleontología. E.T.S.Ingenieros de Minas. 28003
Madrid.
- (5) Dpto Geodinámica. Univ.Complutense. 28040 Madrid.
- (6) ITGE. División de Geología Ambiental. 28003 Madrid.
- (7) ENRESA. Plaza de Castilla,3. 28046 Madrid.

INTRODUCCION

Esta excursión intenta presentar un panorama integrado de la
estratigrafía de las unidades sedimentarias Neógenas que afloran
en la Cuenca de Madrid, una de las tres depresiones terciarias
mayores del interior de la Península Ibérica. Varios aspectos
serán contemplados dentro de la excursión:

- a) el análisis estratigráfico de las unidades Neógenas en
diferentes partes de la cuenca y sus relaciones con los estratos
Paleógenos infrayacentes.
- b) reconocimiento de los diferentes recursos minerales que
aparecen en las unidades Neógenas.
- c) relaciones entre el volcanismo y las secuencias sedimentarias
Neógenas en la parte meridional del área visitada.
- d) revisión de las faunas de Mamíferos fósiles en las que se basa
el cuadro estratigráfico de las unidades Neógenas.

CONTEXTO REGIONAL

La Cuenca de Madrid se situa en el centro de la Península Ibérica (Fig.1). Su superficie supera los 10.000 km². Forma una parte mayor de la Cuenca del Tajo, que incluye tanto la Cuenca de Madrid como la denominada Depresión Intermedia, ambas separadas entre sí por la Sierra de Altomira.

La Cuenca de Madrid está rellena por una sucesión potente de sedimentos terciarios que alcanza 3.500 m de potencia en el lado occidental de la cuenca y de unos 2.000 m en sus partes centro y oriental. El subsuelo de la cuenca ha sido investigado mediante varios sondeos profundos (Alcalá de Henares, Tielmes, Brihuega y San Sebastián de los Reyes) así como por perfiles sísmicos (Megías et al., 1983; Racero, 1988, 1989; Querol, 1990).

La sucesión Paleógena ocupa aproximadamente 2/3 partes de la sucesión terciaria de la cuenca. En partes centrales de la cuenca, los estratos Paleógenos son esencialmente evaporitas, mientras que en los afloramientos próximos a los bordes (N y E), el Paleógeno consta de evaporitas basales, carbonatos y depósitos terrígenos (Arribas, 1985). En estas áreas marginales de la cuenca se observa el Paleógeno cubierto en discordancia angular por los depósitos Neógenos.

La Cuenca de Madrid constituye una cuenca intracratónica compleja resultante de los esfuerzos tectónicos desarrollados en la placa Ibérica durante la orogénia Alpina. El margen septentrional de la cuenca (Sierras de Guadarrama y Somosierra) (Fig.2) forma una elevación montañosa generada por "thrusting" del basamento (Vegas et al., 1986; Warburton y Alvarez, 1989). En el NE está presente la rama castellana de la Cordillera Ibérica, con una dirección predominante de plegamiento NW-SE. La Sierra de Altomira, al E de la cuenca, es considerada el resultado del emplazamiento de



Fig.1.- Mapa de situación de la Cuenca de Madrid y de la región de Campos de Calatrava.

mantos cabalgantes de E a W. Por último, la evolución estructural alpina de los Montes de Toledo, al sur de la cuenca, es menos conocida aunque parece que este margen fue relativamente activo durante el Paleógeno y devino paulatinamente más estable en el Neógeno. Esta parte meridional de la cuenca da paso hacia el sur a los Campos de Calatrava, región en la que aparece registrado un vulcanismo de edad Neógeno terminal y Cuaternario.

Los eventos tectonosedimentarios mayores durante el Neógeno estuvieron controlados esencialmente por el comportamiento tectónico del Sistema Central y la Sierra de Almoriza. El emplazamiento de esta última cadena tuvo lugar durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior ("Fase Almoriza"), con acortamiento E-W. La actividad tectónica fue bastante alta en el área del Sistema Central durante el Aragoniense medio y superior ("Fase Guadarrama") (acortamiento N 190) (De Vicente, 1989; Calvo et al., 1989) resultando en fallas inversas (N 60) y fallas en dirección asociadas. El estado compresivo del área para este periodo fue seguido de otro de carácter distensivo iniciado en el Mioceno superior (fase intra-Vallesiense). La correlación entre etapas de deformación y evolución sedimentaria queda expresada en la Fig.3.

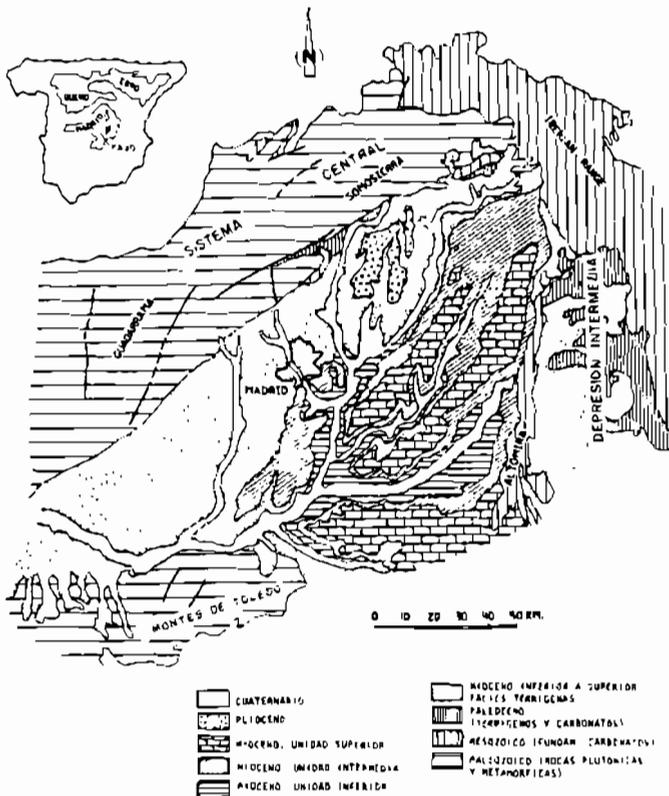


Fig. 2.- Mapa esquemático de la Cuenca de Madrid (modificado a partir de Calvo et al., 1989).

El margen occidental de la cuenca (Sierra del Guadarrama) está compuesto esencialmente por granitoides y rocas metamórficas de alto grado, mientras que en el lado oriental (Somosierra) predominan rocas metamórficas de bajo grado. Los Montes de Toledo, al sur, muestran litologías en general similares a las de Guadarrama. Por el contrario, los márgenes noreste y este (Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira) consisten en sucesiones sedimentarias con carbonatos Mesozoicos predominantes (Fig.2). Tal como señalan Calvo et al. (1989), las diferencias litológicas de los márgenes condicionaron la sedimentación en la cuenca durante el Mioceno, tanto en el control de los regímenes deposicionales como en la composición de los sistemas aluviales y las secuencias lacustres.

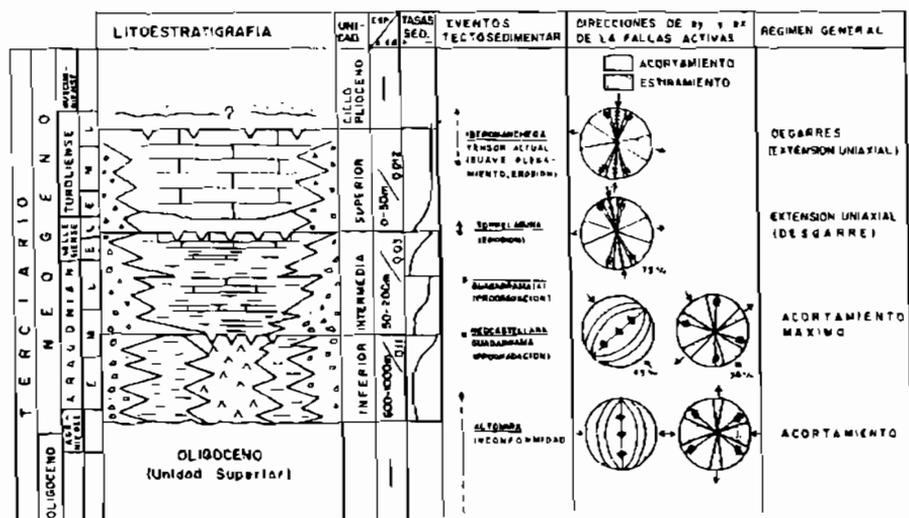


Fig.3.- Esquema de correlación entre etapas de deformación mayores y principales unidades neógenas en la Cuenca de Madrid.

UNIDADES SEDIMENTARIAS NEOGENAS

El espesor de la sucesión completa Neógena varía entre 1.200 y 800 m, alcanzando un máximo de 300 m en afloramiento. La parte más inferior de la secuencia Neógena es observable en las proximidades de los márgenes de cuenca, discordantes sobre los estratos Paleógenos. Se han distinguido tres unidades sedimentarias mayores dentro del Neógeno de la Cuenca de Madrid (Alberdi et al., 1983; Junco y Calvo, 1983; Hoyos et al., 1985). Estas unidades son, de base a techo, la Unidad Inferior, U.Intermedia y U.Superior (Fig.4). Además de esas unidades Miocenas, se reconocen dos ciclos Pliocenos sobreimpuestos en las partes centrales de la cuenca. El ciclo Plioceno inferior se dispone discordantemente sobre los depósitos Miocenos (Fase Iberomanchega I) (Pérez González, 1979) y, tal como establece este mismo autor, queda separado del segundo ciclo por una nueva

fase tectónica (Fase Iberomanchega II). Ambos ciclos Pliocenos están formados por depósitos terrígenos de granulometría variada así como por carbonatos (calcretas, carbonatos lacustres someros).

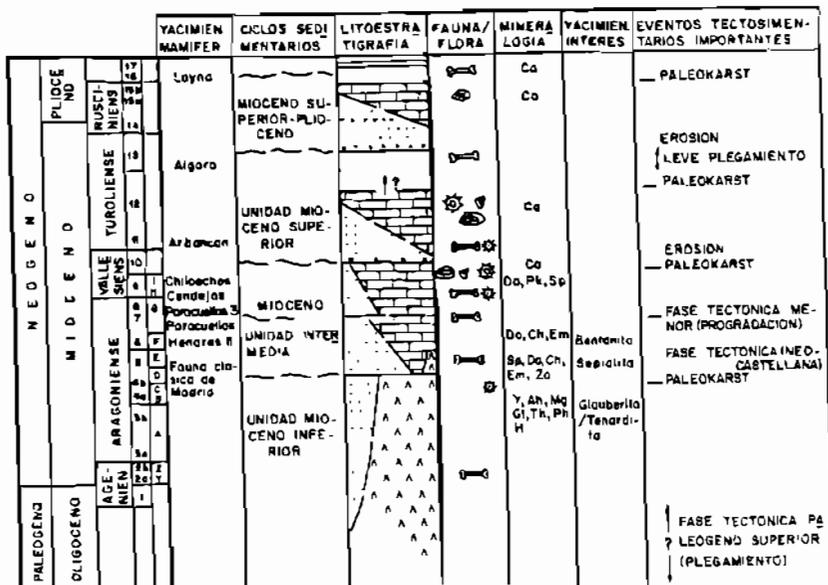


Fig.4.- Cuadro estratigráfico del Neógeno en la Cuenca de Madrid (modificado de Calvo et al., 1989).

Estratigrafía y sedimentología de las unidades Miocenas

UNIDAD INFERIOR DEL MIOCENO

El intervalo cronológico abarcado por esta unidad, definido por hallazgos de Macro y Micromamíferos muy dispersos en varios puntos de la cuenca, es desde el Ageniense hasta el Aragoniense medio (MN 4b; zona D de Daams y Freudenthal, 1981).

Los sedimentos que forman esta unidad muestran notables diferencias de unos puntos a otros de la cuenca. Su análisis permite concluir que los depósitos se dispusieron de acuerdo con un modelo de distribución concéntrica (Fig.5), típico de una cuenca lacustre cerrada (Ordóñez et al., 1991). Dentro de este modelo, los sedimentos adyacentes a los bordes de cuenca se depositaron como una franja más o menos continua de sistemas abánicos aluviales áridos o semiáridos. Los depósitos terrígenos de estos abánicos reflejan netamente su diferente procedencia según los puntos de la cuenca: arcosas en las zonas NW y S, litarenitas en el NE y E. La arquitectura de los abánicos aluviales en el noreste y este de la cuenca ha sido analizada por Alonso Zarza (1989) y Rodríguez Aranda (1990).

La Fig.6 muestra un esquema idealizado en dirección E-W de la cuenca para el Aragoniense inferior. En él, las amplias llanuras lutíticas compuestas por lutitas rojas y anhidrita nodular (posteriormente transformada a yeso) limitan el ámbito de lago salino somero, aunque perenne (Ordóñez et al., 1991). La sucesión evaporítica en partes más centrales está formada por una compleja asociación de sulfatos (glauberita, thenardita, anhidrita, yeso,...), cloruros y carbonatos, acompañada por minerales de la arcilla (García del Cura, 1979; Doval et al., 1985). La glauberita es un mineral sobresaliente en esta asociación y está ampliamente extendido en la cuenca, siendo explotado en varios puntos.

La parte superior de la unidad queda definida por una superficie paleokárstica en áreas centrales de la cuenca. El paleokarst se desarrolló sobre depósitos yesíferos.

UNIDAD INTERMEDIA DEL MIOCENO

El límite inferior de la unidad queda establecido en el antes mencionado paleokarst y viene realzado por la progradación, particularmente neta en el área próxima al Sistema Central, de sistemas deposicionales terrígenos (abanicos aluviales, sistemas fluviales) sobre los depósitos Miocenos infrayacentes.

La discontinuidad sedimentaria a la base de la Unidad Intermedia se desarrolló durante el Aragoniense medio, tal como indican las faunas de Mamíferos por debajo y encima de la discontinuidad. Los niveles más altos de la unidad pueden ser atribuidos al Vallesiense superior.

El análisis estratigráfico de la evolución sedimentaria de la unidad a lo largo de la cuenca lleva a diferenciar dos subunidades, cada una de ellas caracterizada por la transición en vertical de depósitos aluviales a lacustres (tendencia positiva). La edad de la discontinuidad entre ambas subunidades es Aragoniense superior (Alonso et al., 1986; Alonso Zarza, 1989).

El análisis sedimentológico de las facies de esta unidad permite concluir un modelo concéntrico de distribución de facies (Calvo et al., 1989). Se aprecia, en cualquier caso, una mayor extensión de los sistemas aluviales y predominio de facies de carbonatos en la Unidad Intermedia en relación con la Inferior. Estas variaciones se han interpretado como el resultado de ascenso tectónico del sistema Central durante el Mioceno medio así como por el paulatino decrecimiento del aporte de solutos necesarios para formar evaporitas (Calvo et al., 1989).

En la parte occidental de la cuenca los abanicos aluviales arcósicos gradan lateralmente a facies marginales lacustres que contienen localmente depósitos de sepiolita y/o bentonitas (Galán y Castillo, 1984; Calvo et al., 1986; Martín de Vidales et al., 1988). Estas facies marginales están también caracterizadas por areniscas micáceas que aparecen en canales, "sheets" o construyen

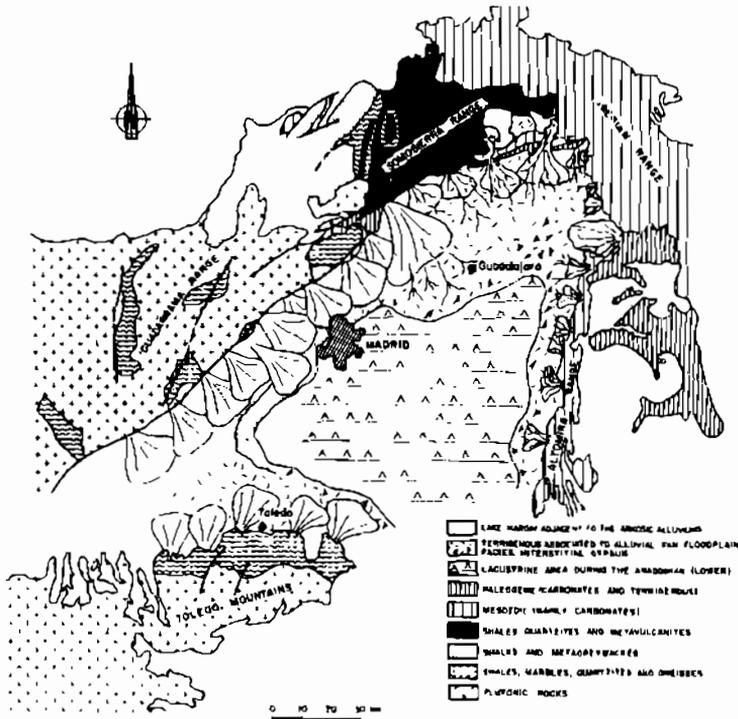


Fig.5.- Esquema paleogeográfico idealizado para la Unidad Inferior del Mioceno en la Cuenca de Madrid (a partir de Ordóñez et al., 1991).

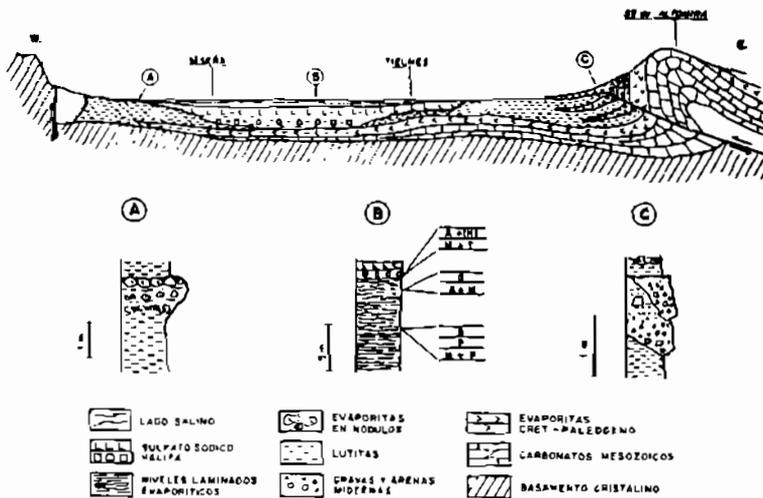


Fig.6.- Sección transversal de la cuenca mostrando la disposición de sistemas sedimentarios durante el Mioceno inferior (tomado de Calvo et al., 1989).

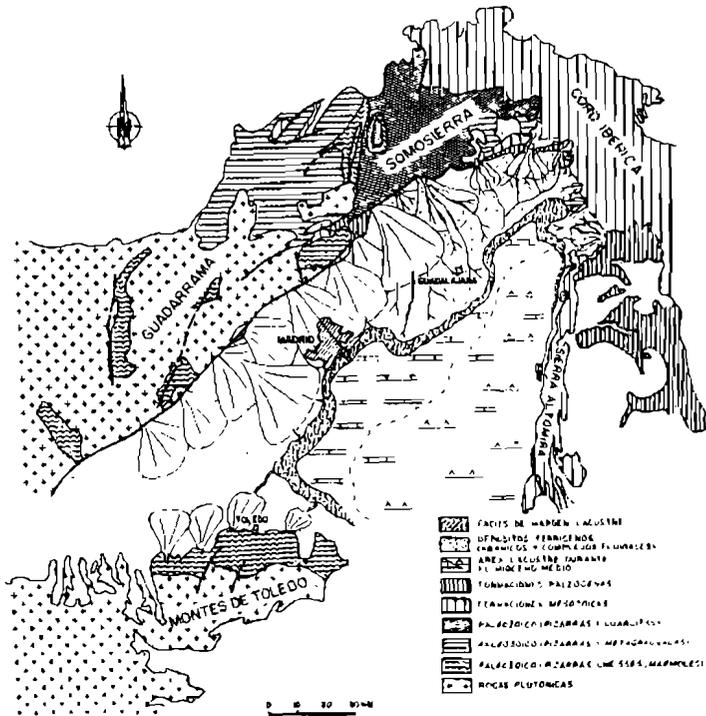


Fig. 7.- Esquema paleogeográfico idealizado para la Unidad Intermedia del Mioceno de la Cuenca de Madrid (tomado de Calvo et al., 1989).

secuencias deltaicas (Lomoschitz et al., 1985). Por el contrario, los depósitos lacustres marginales de la parte NE de la cuenca corresponden a facies de lago somero y/o palustres (Alonso Zarza, 1989; Calvo et al., 1989).

Los sedimentos de facies centrales dentro de esta Unidad muestran una marcada asimetría (Fig. 7): las facies carbonatadas son dominantes en el lado occidental mientras que los niveles de yeso están muy desarrollados hacia el E y S. Esta distribución asimétrica debió estar relacionada con las diferentes áreas fuente. El yeso está representado o bien por yesos detríticos o por yesos precipitados químicamente, estos últimos caracterizados por un tono crema y por bioturbación abundante (Megías et al., 1982).

Los niveles más altos de la Unidad Intermedia consisten en carbonatos de agua dulce relacionados con un episodio de expansión lacustre, coincidente con condiciones climáticas más húmedas y frías durante el Vallesiense inferior (López Martínez et al., 1987). A su techo se reconoce una superficie paleokárstica bien marcada (Cañaveras, 1991)

UNIDAD SUPERIOR DEL MIOCENO

El límite basal de esta unidad es una discontinuidad sedimentaria representada por la antes mencionada superficie de paleokarst. En la mayor parte de los puntos este paleokarst está cubierto (y ocasionalmente relleno) por depósitos terrígenos fluviales que constituyen las capas más inferiores de esta unidad. La discontinuidad sedimentaria se desarrolló durante el Vallesiense y ha sido reconocida en muchas otras cuencas Terciarias peninsulares (ruptura Intra-Vallesiense MN10 de López Martínez et al., 1987).

La presencia de Mamíferos fósiles dentro de la Unidad Superior es más bien escasa. Se conocen por el momento dos yacimientos (Torija y Arbancones) atribuibles al Vallesiense Superior. Recientemente se ha encontrado un yacimiento de edad claramente Turoliense (zona MN 13) en las canteras Iberia, junto a Yepes (C. Sesé, comunicac. personal).

Litoestratigráficamente, la unidad consta de dos formaciones: la formación inferior está formada por depósitos fluviales mientras que la superior consiste de carbonatos de agua dulce (travertinos, micritas fosilíferas). La paleogeografía de esta unidad ha sido interpretada (Calvo et al., 1989) como relacionada íntimamente con la paleomorfología kárstica desarrollada sobre los carbonatos del techo de la Unidad Intermedia. En cualquier caso, la distribución de sistemas deposicionales que dieron lugar a esta unidad es claramente diferente de la observada para las unidades miocenas infrayacentes, sugiriendo esto un cambio paleogeográfico mayor durante el Vallesiense en la región.

PALEONTOLOGIA

La distribución de yacimientos de vertebrados en la Cuenca de Madrid aparece reflejada en la Fig.8. En lo que se refiere al Neógeno, la mayor parte de la información paleontológica corresponde a las faunas del Aragoniense medio y superior y a las del Vallesiense.

En contraste con la presencia abundante de faunas del Mioceno inferior en la Depresión Intermedia (parte este de la Cuenca del Tajo) (Daams et al., 1986; Ginsburg et al., 1987), las faunas de esa edad son prácticamente ausentes en la Cuenca de Madrid. Algunas excepciones a esta pauta son restos dispersos en varios puntos de la cuenca así como el yacimiento de La Encinilla, en Colmenar Viejo, al N de Madrid. En ese yacimiento se ha determinado Amphycyon giganteus, Hyoherium sp., Teruelia sp. y Rhinocerothidae indet. Teruelia sp. está representada por dos especies y parece indicar una edad similar a la obtenida en el yacimiento de Loranca 1 (zona Z de Daams y Van der Meulen, 1984) (Ginsburg et al., 1987).

Las siguientes faunas encontradas en la Cuenca de Madrid corresponden al Aragoniense medio. Se trata de las "faunas con Hispanotherium", correspondientes a la biozona D de Daams y Freudenthal (1981).

Se reconocen cinco diferentes conjuntos de faunas de Mamíferos en el intervalo comprendido entre el Aragoniense medio y el Vallesiense. La primera asociación faunística es correlativa con la zona D y está representada en los yacimientos de Torrijos, Puente de Toledo, Hidroeléctrica, Moratines, O'Donnell y Henares 2. La asociación está caracterizada tanto por Micromamíferos (Lagopsis penai, Megacricetodon collongensis, Pseudodryomys robustus) como por Macromamíferos (Hispanotherium matritensis, Bunolistriodon loxharti, Triceromeryx pachecoi).

La segunda asociación faunística, también de edad Aragoniense medio, queda registrada en los yacimientos de Puente de Vallecas y Arroyo del Olivar. En ellos, Hispanotherium no aparece y Triceromeryx es muy escaso. De forma simultánea, aparecen cérvidos. La asociación de Micromamíferos es bastante similar a la reconocida en la primera asociación.

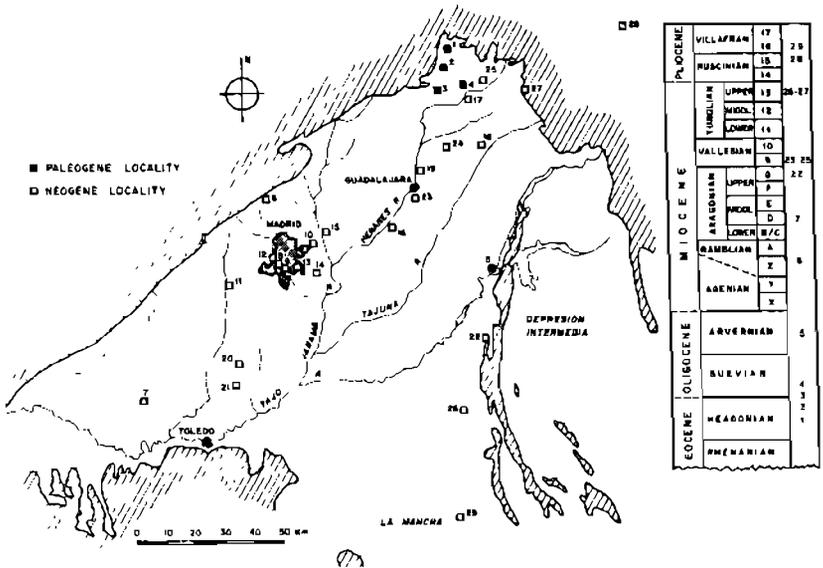


Fig. 8.- Situación geográfica de los yacimientos de Mamíferos y bioestratigrafía de la Cuenca de Madrid (Terciario). 1, Huérmeces, 2, Torre mocha, 3, Torrebeleña, 4, Espinosa, 5, Sayatón, 6, Encinilla, 7, Torrijos, 8, Hidroeléctrica, 9, Moratines, 10, O'Donnell, 11, Guadarrama, 12, P.Franceses, 13, P.Vallecas, 14, Almodóvar, 15, Paracuellos, 16, Henares, 17, Jadraque, 18, Brihuega, 19, Tórtola, 20, Yuncos, 21, Villaluenga, 22, Barajas de Melo, 23, Chiloeches, 24, Torija, 25, Matillas, 26, Los Almendros, 27, Algora, 28, Layna, 29, Puebla de Almoradiel.

La tercera asociación faunística corresponde ya al Aragoniense superior y está bien representada en el Yacimiento de Paracuellos 5 y probablemente en el de Henares 1. La presencia de Lagopsis verus y Megacricetodon crusafonti, así como la primera aparición de Listriodon splendens caracteriza esta asociación.

La cuarta asociación faunística es también de edad Aragoniense superior, correspondiendo claramente a la biozona G de Daams y Freudenthal (1981). La asociación está bien representada en los siguientes yacimientos: Paracuellos 3, Tórtola de Henares y Brihuega. Los Micromamíferos son en todo similares a los reconocidos en Paracuellos 5 pero se registra un cambio drástico en los Macromamíferos: predominio de Capotragoides sthelini y Aceratherium simorreensis, así como la presencia frecuente de Dicerorhinus sansaniensis.

Finalmente, una quinta asociación faunística aparece, aunque pobremente representada, en Chiloeches y Matillas (=Cendejas). Esta nueva asociación está definida por la aparición de Hipparion y la presencia de Decenatherium pachecoi, una jirafa común en el Vallesiense.

Desde un punto de vista paleoambiental, estas asociaciones faunísticas tienen diverso significado. La primera asociación del Aragoniense medio puede interpretarse como desarrollada en un paisaje de tipo sabana, esto es, bajo condiciones climáticas cálidas y secas. Las otras asociaciones parecen indicar que esas condiciones se hicieron progresivamente más húmedas y templadas, es decir que evolucionaron desde un ámbito de sabana subtropical a un paisaje algo similar al de pradera húmeda. La información sobre las características climáticas y paleoambientales del área durante el Vallesiense superior y el Turolense es extremadamente pobre dada la escasez de yacimientos de Mamíferos de este período hallados hasta el momento en la Cuenca de Madrid.

Todos los epígrafes incluidos en la Introducción y Contexto Regional se refieren a la Cuenca de Madrid, limitada en su parte meridional por los Montes de Toledo. Más hacia el sur de este margen, por tanto ya fuera de la cuenca, la región de Campos de Calatrava contiene una sucesión de sedimentos continentales atribuidos en edad al Neógeno terminal y al Pleistoceno. Sus rasgos estratigráficos y paleontológicos, así como sus relaciones con el vulcanismo, serán contemplados durante el Primer Día de esta Excursión.

PRIMER DIA

La región de Campos de Calatrava está limitada por los Montes de Toledo al N y W, la Llanura Manchega al E y Sierra Morena al S. Esta región puede ser considerada como excepcional en relación con otras cuencas Neógenas españolas dada la conjunción de procesos volcánicos y sedimentarios durante el Neógeno superior y Cuaternario antiguo.

Se han distinguido dos cuencas dentro de la región: la cuenca de Alcolea de Calatrava y la del Corral de Calatrava (Fig.9). Su origen está relacionado con los movimientos tectónicos desarrollados durante el Oligoceno-Mioceno inferior (Molina, 1975), movimientos controlados por fallas Hercínicas reactivadas en el Mioceno superior (Pérez González, 1981).

Rasgos generales del volcanismo de la Región de Campos de Calatrava.

El área contiene más de 170 manifestaciones volcánicas. Las erupciones fueron de tipo explosivo, con depósitos piroclásticos predominantes; las estructuras de tipo maar son frecuentes.

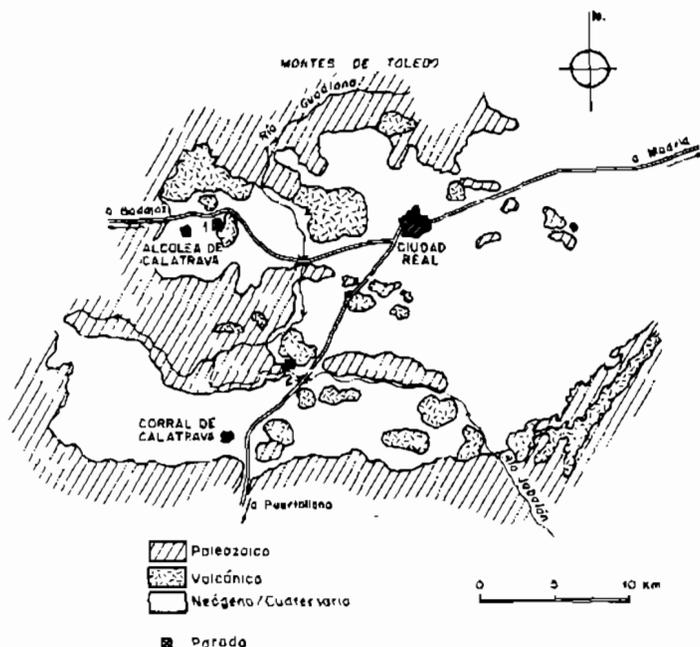


Fig.9.- Mapa esquemático de la región de Campos de Calatrava con situación de las paradas.

El magmatismo de la región es de naturaleza basáltico alcalina. En función de su composición normativa (Ancochea, 1983) se distinguen cinco grupos petrológicos: melilitas olivínicas, nefelinitas olivínicas (s.l.), basanitas, basaltos olivínicos alcalinos y basaltos olivínicos. Se encuentran también manifestaciones potásicas (leucititas olivínicas). Todos los grupos están caracterizados por bajos contenidos en SiO₂ y Al₂O₃, y altos contenidos en MgO, álcalis, CaO, TiO₂, P₂O₅, y contenidos en elementos traza incompatibles. Esta homogeneidad composicional se traduce en una mineralogía homogénea, con presencia constante de olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti. Feldespatoides, plagioclasa y biotitas aparecen en algunos grupos. Carbonatos y ceolitas se reconocen como productos secundarios en fracturas y vacuolas.

Mediante criterios estratigráficos, Molina (1975) distingue tres estadios de actividad volcánica en la región: el estadio VI es de edad pre-Rusciniense o incluso pre-Turolense. El estadio VII fue datado como Plioceno inferior. El límite inferior del estadio VIII podría ser considerado como post-Cromeriense en función del yacimiento de Valverde; la datación de su límite superior es menos precisa (Molina, 1975). Los datos de edades radiométricas (Ancochea, 1983; Bonadonna y Villa, 1986) son bastante acordes con los datos estratigráficos. Los valores radiométricos indican edades absolutas comprendidas entre 7.7 y 1.7 Ma. No queda precisado si la actividad volcánica fue continua o episódica en el tiempo.

En lo que se refiere a la localización de los centros volcánicos, algunos autores (Ancochea y Brande, 1982) han determinado dos alineaciones fundamentales (N 105-120, N 160-170) mientras que otros (Martín Escorza et al., en prep.) sugieren una distribución anular.

De forma similar a otras regiones volcánicas alcalinas en ámbitos intraplaca, el volcanismo de Campos de Calatrava podría estar relacionado con un "hot-spot", implicando así una anomalía térmica en el manto y un consiguiente adelgazamiento cortical.

Paleontología y bioestratigrafía de los Campos de Calatrava

Los primeros datos de faunas fósiles de Vertebrados en la región fueron publicados por Hernández-Pacheco (1921, 1932) y Schaub (1925). El yacimiento de Las Higuieruelas fue encontrado en 1935 y su excavación, iniciada en 1971, ha sido continuada en los ochenta (Aguirre, 1971; Molina, 1975; Alberdi et al., 1984). Desde 1984 los trabajos en este yacimiento están coordinados por la Dra A.V.Mazo y financiados por la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha.

A continuación se ofrecen algunos datos resumidos sobre los yacimientos más importantes de la región:

Valverde II: la fauna obtenida consiste en Equus cf. stenonis, Elephantidae indet., Cervidae indet., Bovidae indet., así como restos de rumiantes, lagomorfos, reptiles y peces. La asociación faunística puede ser atribuida al Villafrañense medio (biozona MN16) (Alberdi et al., 1984).

Finca Galiana: contiene varias piezas de Proboscídeos pertenecientes a Anancus arvernensis.

Las Higuieruelas: este yacimiento es verdaderamente espectacular tanto por la abundancia como calidad de los restos fósiles. Hasta la fecha, los restos encontrados corresponden a Hystrix sp., Felidae indet., Hyaenidae indet., Anancus arvernensis, Hipparion rocinantis, Dicerorhinus etruscus, Cervus cf. cusanus, Arvenoceros ardei, Gazella borbonica. Además se han encontrado tortugas terrestres gigantes, emididos y anátidos. La asociación faunística puede atribuirse al Villafranquiense inferior (biozona MN 16a) (Alberdi et al., 1984).

Piedrabuena: se han encontrado los siguientes restos de vertebrados (Mazo y Torres, 1989): cf. Oryctolagus sp., Felis cf. issiodorensis, Hyaena sp., Dicerorhinus cf. etruscus, Sus minor, cf. Cervus newrrieri/Arvenoceros ardei, Cervidae indet. (de pequeño tamaño), Gazella borbonica, Hippotraginae indet., y restos de roedores. La edad de este yacimiento pueda ser atribuida al Villafranquiense inferior, posiblemente algo más antigua que la de Las Higuieruelas.

PARADA 1.- Análisis de la sucesión estratigráfica de Las Higuieruelas y visita al yacimiento de mamíferos.

Situación: 18km al sur de Ciudad Real (carretera de Ciudad Real a Badajoz) y a unos 3km de Alcolea de Calatrava.

En la parada se pueden reconocer tres unidades estratigráficas definidas por Molina (1975) que muestran varias intercalaciones volcánicas. La sección representativa de este área queda expuesta en la Fig.10. Presenta tres tramos con las siguientes características litológicas:

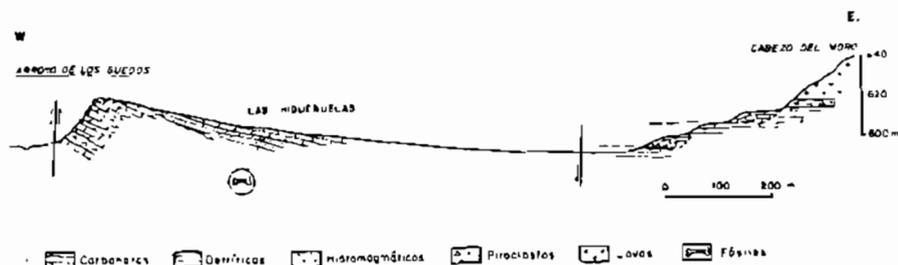


Fig. 10.- Perfil E-W a lo largo del área de Las Higuieruelas, con indicación de la posición del yacimiento.

Tramo I: forma la base de la sección y consiste en capas carbonáticas con abundantes granos detríticos. Aparecen cubiertas por un depósito volcánico de tipo hidromagmático.

Tramo II: formado esencialmente por carbonatos, discordantes sobre el tramo anterior. Las facies carbonáticas consisten en calizas y dolomías con laminaciones paralelas y abundantes restos de plantas, charofitas, ostrácodos y granos detríticos. En estos niveles se reconocen laminaciones estromatolíticas y travertinos. Tanto este tramo como el anterior pueden ser integrados en la unidad intermedia definida por Molina (1975) (Hoyos et al., 1985).

Tramo III: aflora discordantemente sobre el tramo anterior. El yacimiento de Las Higuieruelas se localiza en este tramo, estando los huesos de vertebrados interestratificados con gravas más o menos gruesas y arenas. Estos depósitos terrígenos se interpretan como correspondientes a un pequeño abanico deltaico desembicando en un lago carbonatado somero. La parte alta del tramo está formada por varias capas de calizas lacustres tableadas. Este tramo se corresponde con la unidad superior definida por Molina (1975).

PARADA 2.- Alternancia de depósitos sedimentarios y coladas volcánicas en la sección del valle del Jabalón.

Situación: vertientes del valle del río Jabalón, al E del puente de la carretera Ciudad Real-Puertollano.

La sección estratigráfica que aflora en este área queda expuesta en el perfil de la Fig.11. Los tramos mayores distinguibles son los siguientes:

Tramo I: consiste en una secuencia sedimentaria cubierta por materiales volcánicos. Comienza con conglomerados cuarcíticos clasto-soportados, poco organizados, de origen abanico aluvial. Son cubiertos de forma brusca por arenas y limos laminados que gradan en vertical a carbonatos. Estos carbonatos son fuertemente erosionados por depósitos volcánicos explosivos freatomagmáticos que pierden potencia hacia el N.

Tramo II: comienza con una colada volcánica cubierta por capas de margas calcáreas y limos carbonáticos laminados. Los limos están afectados a techo por una nueva colada volcánica que es correlacionable topográficamente con los niveles carbonáticos lacustres más altos en la zona.

Tramo III: inmediatamente al norte de la sección se reconoce un nivel mal expuesto con clastos de cuarcita abundantes. Este nivel cubre la colada volcánica anterior. Teniendo en cuenta la posición morfológica de este tramo puede ser relacionado con la Raña. La parte más superior de la sección está formada por una nueva colada volcánica.

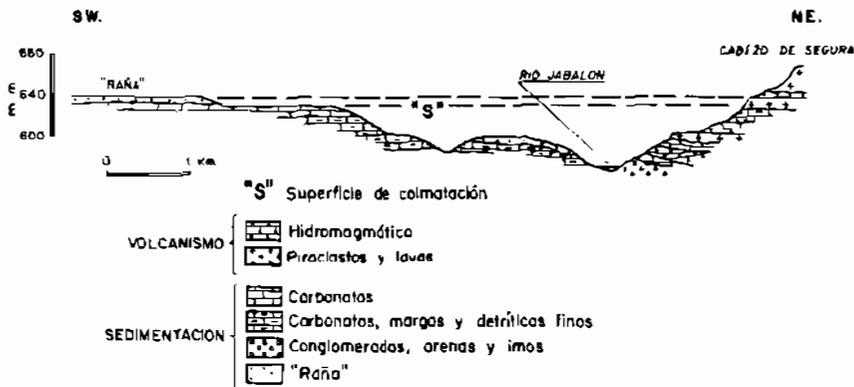


Fig. 11.- Perfil E-W en el valle del Jabalón.

Parada 3.- Depósitos volcánicos freatomagmáticos explosivos en la cuenca de Alcolea de Calatrava.

Situación: Km. 187,5 de la carretera de Ciudad Real a Puertollano.

Se observa en esta parada una secuencia de unos 3m de depósitos volcanoclásticos formados por mecanismos explosivos freatomagmáticos. Los depósitos pueden continuarse lateralmente a lo largo de unos 100m. Consisten en granos de tamaño lapilli y fragmentos piroclásticos dispersos que se ordenan en capas con contactos irregulares entre sí. Las capas tienen estratificación cruzada interna y muestran típicamente estructuras de alto régimen de flujo. Se reconocen localmente deformaciones por carga de fragmentos piroclásticos gruesos.

La Unidad Intermedia del Mioceno esta cubierta por depósitos terrígenos rojizos que alcanzan 40 m de espesor y estan coronados por capas de calizas lacustres, tambien afectadas por karstificación. Estos materiales corresponden a la Unidad Superior del Mioceno.

La sucesión se continua con una nueva secuencia terrígena que esta formada por arcillas rojizas con canales aislados de arena. Estos canales contienen tambien carbonatos (oncolitos, travertinos, estromatolitos). la edad de esta secuencia es probablemente Pliocena y esta cubierta por calcretas que dan los relieves más altos en la región.

PARADA 4. Reconocimiento de depósitos de sulfato sódico (tenardita, glauberita) en la mina de El Castellar.

Situación: Mina de El Castellar, proxima al puente de Villarrubia sobre el rio Tajo.

La mina de El Castellar es una extracción subterranea situada hacia la parte alta de la Unidad Salina del Mioceno. La tenardita y la glauberita se explotan en un horizonte de 5 a 8 m de espesor. La capa contiene cantidades variables de magnesita y arcillas.

La secuencia litológica en la mina es mostrada en la Fig. 13 (Ortí et al., 1979). La capa de tenardita cubre un nivel de glauberita poiquilotópica anhedral (llamada "piedra negra").

Por debajo de la glauberita se sitúa una capa bastante potente de halita. La base de la secuencia está formada por una alternancia de arcillas rojas y lechos de glauberita. Este nivel constituye, junto con el nivel de "piedra negra", niveles guía dentro de la mina.

* La visita a la mina depende en último extremo de la confirmación por parte de la compañía FORET S.A., en función del número de personas asistentes a la Excursión.

SEGUNDO DIA

Las visitas que se realizarán durante el segundo día tienen dos objetivos esenciales: Primero, reconocer la sucesión estratigráfica general del centro de la cuenca de Madrid y, segundo, visitar algunas explotaciones de sulfato sódico incluidas en la Unidad Inferior del Mioceno (Unidad Salina). Estas explotaciones son ejemplos únicos en el mundo tanto por el tipo de minerales extraídos como por las técnicas mineras utilizadas. Los depósitos de sulfato sódico se explotan en dos minas (El Castellar, FORET S.A., y Fatima, SULQUISA). La producción anual supera las 200.000 Tm de sulfato sódico anhidro.

La sucesión sedimentaria más completa se observa a lo largo del valle del río Tago. En las proximidades del puente de Villarubia la Unidad Salina aflora en farallones donde los depósitos evaporíticos originales están muy yesificados. El reconocimiento de las evaporitas no alteradas se hará en la mina de El Castellar (parada 4).

La Unidad Intermedia del mioceno alcanza casi 100 m. de espesor hacia la parte media de la vertiente del valle. Está formada esencialmente por secuencias de yeso detrítico o de yeso químico primario. Hacia la parte alta de la Unidad los yesos pasan a carbonatos dolomíticos con arcillas intercaladas. Estas son ricas en minerales fibrosos de la arcilla (facies "acartonadas"). Este conjunto de carbonatos y arcillas está fuertemente afectado por procesos karsticos.

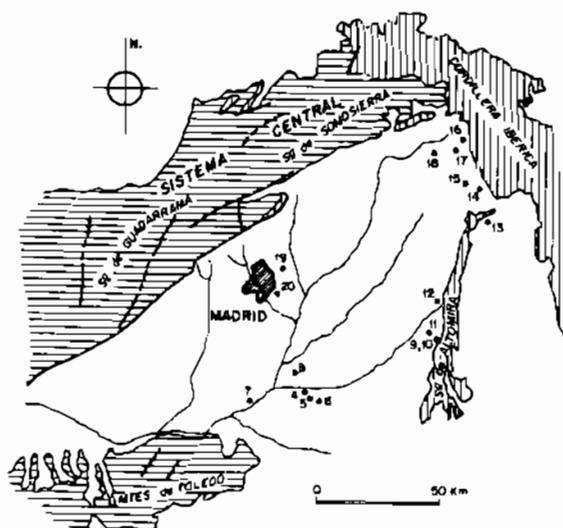


Fig.12.- Situación de las paradas (Itinerario) durante los días 2, 3, 4 y 5 de la Excursión

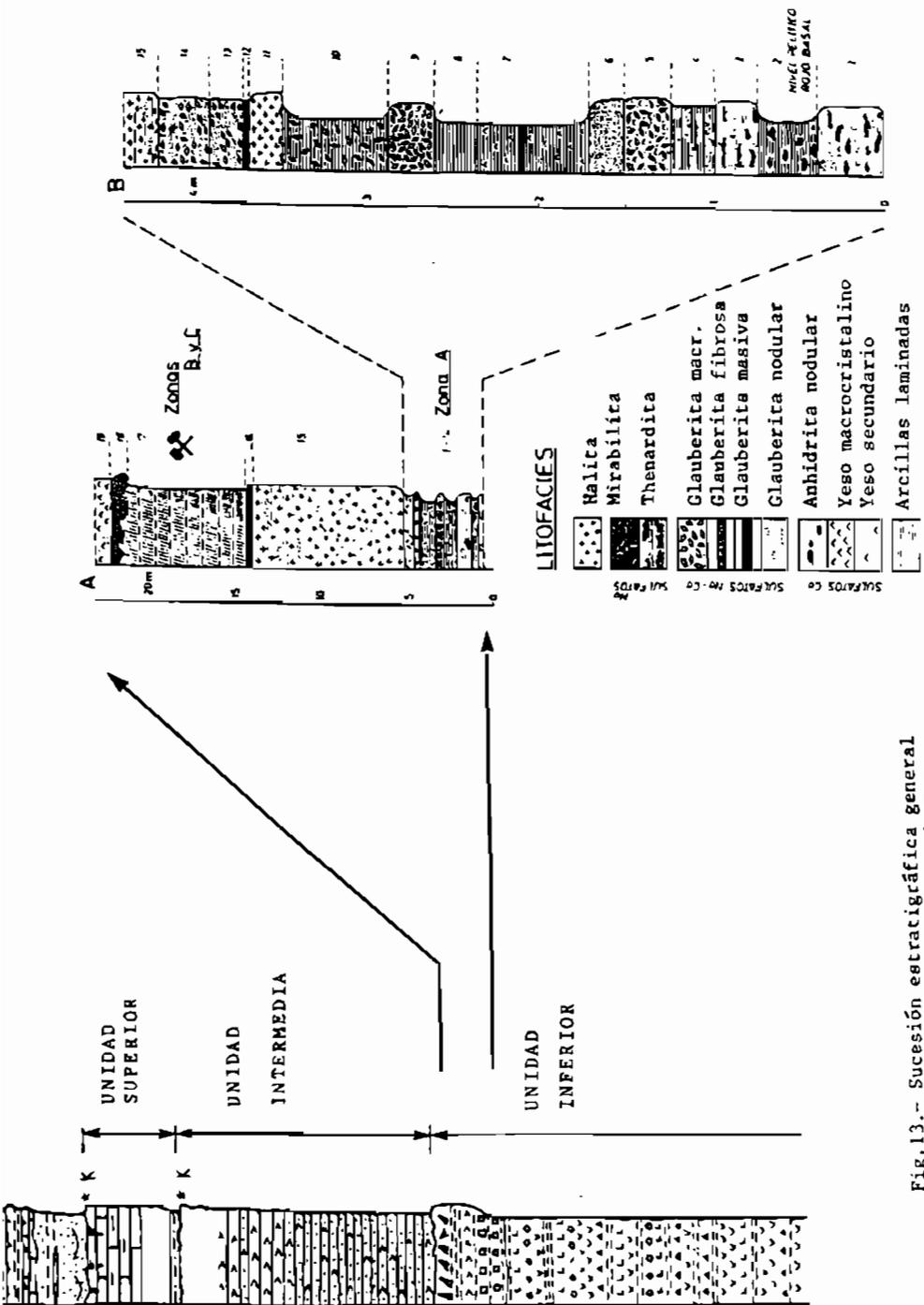


Fig.13.- Sucesión estratigráfica general del Neógeno en el valle del río Tajo al E de Aranjuez y columna de la Mina de El Castellar (detalle del nivel basal de terrígenos rojizos) (a partir de Ortí et al., 1979)

PARADA 5. Reconocimiento de facies yesíferas características de la Unidad Intermedia del Mioceno.

Situación: km 3.5 carretera desde el puente sobre el río Tajo a la localidad de Villarrubia de Santiago.

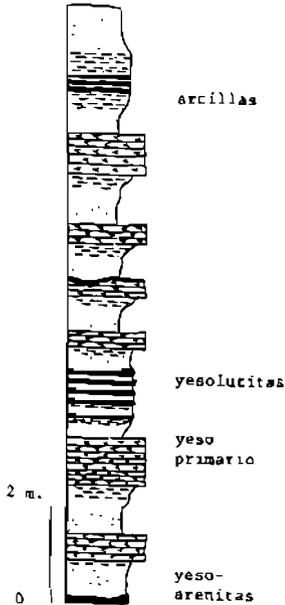


Fig.14.- Sección con tipos de yesos de la U. Intermedia en centro de cuenca.

Las facies yesíferas características de la Unidad Intermedia se observan en una cantera próxima a la carretera. Se distinguen dos facies de yesos: yeso masivo crema y yeso detrítico. El primer tipo aparece en capas de espesor métrico masivas y lateralmente continuas. Alternan con niveles de yeso detrítico, los cuales están formados por granos yesíferos de tamaño variable y presentan laminación ondulosa y lenticular así como estratificación cruzada de bajo ángulo. La alternancia de ambos tipos de yeso sugiere oscilaciones en el nivel de agua del lago (Rodríguez Aranda et al., en prensa). Para estos depósitos se ha propuesto un modelo de sedimentación condicionado por la acción de corrientes turbidíticas (Megías et al., 1982). Este modelo sugiere un origen intracuenal canibalístico de los clastos de yeso a partir de la erosión de unidades anteriores. Variaciones a este modelo son recogidas en Rodríguez Aranda et al. (en prensa).

PARADA 6. Carbonatos fluviales canalizados en la parte superior de la sucesión Neógena de la Cuenca de Madrid.

Situación: camino desde el km 64.3 de la carretera C-400 hacia el E (Arroyo del Pozuelo).

El espesor máximo de la sección es de 30m. La sección está fundamentalmente constituida por arcillas rojas con rasgos pedogénicos y canales arenosos aislados. Los canales están rellenos por subarcosas y litarenitas y contienen abundantes bioclastos (gasterópodos, bivalvos) así como restos rotos de estromatolitos, tobas y lechos con oolitos.

Algunos de los canales presentan un amplio desarrollo de carbonatos biogénicos que en muchos puntos forman edificios carbonáticos in situ. Es el caso de tapices estromatolíticos y travertínicos tanto en el fondo como en las paredes de los canales. Ordóñez y García del Cura (1983) elaboraron un modelo sobre el origen de los carbonatos en este sistema fluvial.

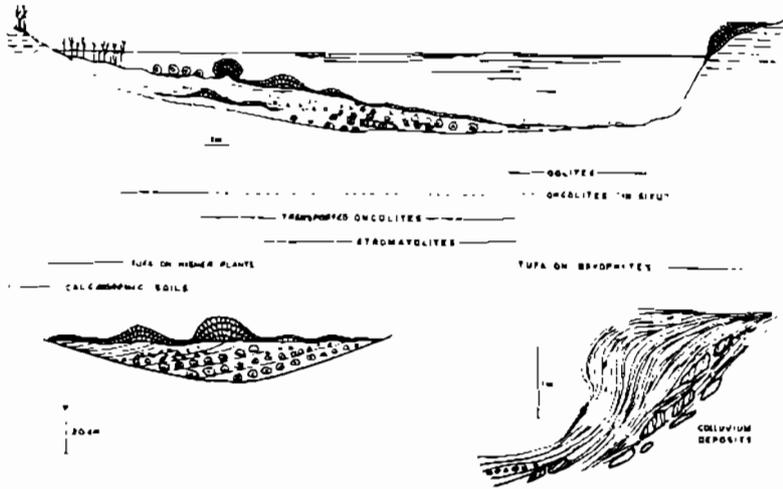


Fig. 15.- Modelo sedimentológico para los carbonatos fluviales de la parte superior de la sucesión neógena (Ordóñez y García del Cura, 1983).

PARADA 7. Ciclos evaporíticos de llanura fangosa en la Unidad Inferior del Mioceno.

Situación: Km 6 de la carretera entre la Cuesta de la Reina y Añover de Tajo. Afloramientos en la trinchera de la carretera.

Los afloramientos corresponden a niveles situados hacia la parte superior de la Unidad Inferior en la parte sur de la Cuenca de Madrid. Paleogeográficamente, estos niveles se localizan entre sistemas de llanura arenosa y fangosa ampliamente desarrollados al sur y secuencias evaporíticas extendidas en el centro de la cuenca.

En el punto de la parada se pueden observar varios ciclos, cada uno con un espesor que oscila entre 3 y 5m (Fig.16). Los ciclos constan típicamente de un término inferior formado por arcillas rojizas y uno superior de arcillas verdes con yeso nodular y/o laminado. La transición entre ambos términos es gradual. La mineralogía de los dos tipos de arcillas es en todo similar y consiste esencialmente de illita, con caolinita e interestratificados de arcilla.

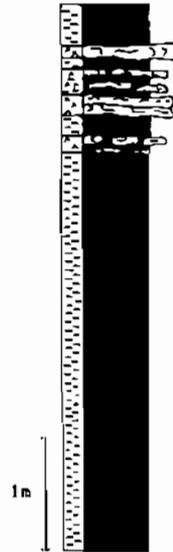


Fig.16.- Ciclos de arcillas y yesos en facies de llanura fangosa de la U.Inferior.

Los ciclos reflejan la expansión progresiva de las facies marginales del lago salino sobre la llanura fangosa. Esta ciclicidad se repite varias veces y caracteriza periodos de largo término de ascenso del lago que también se reconocen en partes centrales de la cuenca.

PARADA 8. Depósitos de sulfato sódico (glauberita) cerca de Villaconejos (Mina Fátima).

Situación: Km 5 de la carretera de Villaconejos a Titulcia.

En la Mina Fátima (SULQUISA) se explotan una serie de capas de glauberita dentro de una serie de unos 27m de espesor (Ordóñez et al., 1982). Por debajo de la sucesión rica en glauberita hay otras capas de este mismo mineral interestratificadas con anhidrita. Todos los depósitos corresponden a la Unidad Inferior del Mioceno.

La mineralogía de la sucesión explotada consiste en glauberita, anhidrita, magnesita y proporciones variables de sedimentos terrígenos finos.

La glauberita es extraída mediante un método de disolución incongruente en piscinas en que los sedimentos evaporíticos, tras su fragmentación mediante explosivos, es lixiviada con agua subsaturada. La salmuera resultante es luego conducida hacia una planta de tratamiento, distante unos cientos de metros de las piscinas, y allí el sulfato sódico es evaporado y comercializado. La producción de sulfato sódico anhidro en la mina de Sulquisa supera las 67.000 Tm anuales (datos oficiales del Ministerio de Industria y Energía).

TERCER DIA

El tercer día de la Excursión está dedicado al análisis de la estratigrafía y sedimentología del Mioceno en la parte oriental de la Cuenca de Madrid. Este margen está constituido por la Sierra de Altomira (Fig.12), una alineación montañosa de dirección N-S. La Sierra de Altomira está formada esencialmente por formaciones Mesozoicas fuertemente plegadas y falladas. La mayor parte de la fracturación corresponde a cabalgamientos de buzamiento E.

La cadena montañosa de la Sierra de Altomira se considera definitivamente emplazada durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Como consecuencia de ello, la Cuenca de Madrid y la Depresión Intermedia (o Cuenca de Loranca, Díaz Molina et al., 1985) quedaron separadas en ese periodo, dando lugar a una neta diferenciación de los sistemas deposicionales en dos áreas

diferentes. El ascenso progresivo de la Sierra de Altomira dio lugar a sucesivas discordancias progresivas que afectaron a los estratos del Paleógeno superior así como, localmente, a los del Mioceno inferior. Estos depósitos se observan cubriendo discordantemente a los estratos Paleógenos en muchos puntos a lo largo del lado W de la Sierra de Altomira.

Los objetivos del tercer día de la Excursión son: 1) reconocimiento de las relaciones estratigráficas y estructurales entre los depósitos Miocenos y los infrayacentes en el flanco W de Altomira, y 2) observación de las características deposicionales de las facies marginales Miocenas en el lado oriental de la Cuenca de Madrid, haciendo especial hincapié en la transición entre sistemas de abanicos aluviales y secuencias lacustres en este área.

PARADA 9. Discordancias progresivas en las formaciones del Paleógeno superior - Mioceno inferior de la zona de Barajas de Melo.

Situación: Km 55 de la carretera C-200, entre Barajas de Melo e Illana.

Tanto en el afloramiento de la carretera como en otros puntos al E de Barajas de Melo la sucesión Paleógena muestra una distribución en abanico de las capas, lo que es característico de una discordancia progresiva. La sucesión paleógena consiste en capas de yesos marrones, areniscas y conglomerados, y arcillas rojizas que son cabalgadas por los carbonatos cretácicos.

Los estratos Paleógenos están cubiertos en discordancia angular por un conjunto de depósitos correspondientes a la Unidad Inferior del Mioceno. Estos depósitos consisten en brechas de yeso y carbonato cementadas por yeso y en arcillas arenosas rojizas. Buzan 40° hacia el W aunque la inclinación decrece progresivamente en esta dirección (Fig.17).

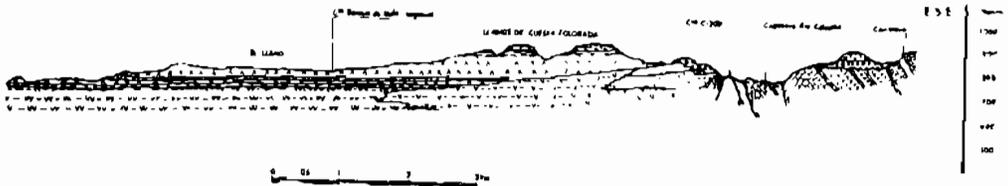


Fig.17.- Sección transversal del área de Barajas de Melo. Distinción de unidades en el texto (tomado de Rodríguez Aranda et al., 1991).

La discordancia observada en la parada representa posiblemente el límite entre el "ciclo Paleógeno" final (Unidad Detrítica Superior de Díaz Molina et al., 1989) y el primer "ciclo Mioceno" (Unidad Inferior del Mioceno de Junco y Calvo, 1983). La edad del límite es intra-Ageniense (zona 2 de Daams y Freudenthal, 1981), tal como se deduce por correlación estratigráfica regional.

PARADA 10. Secuencias de abanico aluvial de la Unidad Inferior del Mioceno en el área de Barajas de Melo.

Situación: Cerros en la vertiente izquierda del valle del río Calvache, a la altura de Barajas de Melo.

Desde el punto de la parada se puede obtener una panorámica integrada de la geología del este de la Cuenca de Madrid. Hacia el E (Fig.17), las formaciones Cretácicas de la Sierra de Altomira cabalgan las formaciones Paleógenas plegadas que, a su vez, son cubiertas discordantemente por las unidades Miocenas. En las vertientes del valle de río Calvache se pueden distinguir las tres unidades mayores Miocenas de la cuenca. Los depósitos mejor expuestos corresponden a la Unidad Inferior del Mioceno. Consisten en gravas, arenas y arcillas que muestran típicamente un tono rojo anaranjado. Hacia el W, los depósitos clásticos gradan lateralmente a arcillas verdes y rojizas que intercalan capas de evaporitas. Este cambio lateral de facies representa la transición entre los sistemas de abanicos aluviales y las facies marginales de lago salino.

La estructura interna y la evolución vertical los depósitos de abanico aluvial serán observadas en un farallón de la vertiente izquierda del valle del Calvache. La base de la sección (Fig.18) se compone de arcillas verdes y rojizas que intercalan capas de yeso nodular, siendo típicas de un subambiente de llanura fangosa. Están cubiertas por areniscas y conglomerados calcáreos, en bancos tabulares o con geometría de canal, cementados típicamente por yeso nodular. El yeso reemplaza parcialmente la fábrica clástica original. La parte más alta de la sección consiste en una alternancia de arcillas rojizas y cuerpos de pequeño espesor de arenas y gravas.

Como se deduce a partir de la columna (Fig.18), la evolución vertical de los depósitos en esta sección refleja la progradación de facies de abanico aluvial sobre facies marginales de lago salino. Esta evolución está estrechamente relacionada con el ascenso continuado de la Sierra de Altomira en este punto del margen de cuenca durante el Mioceno inferior.

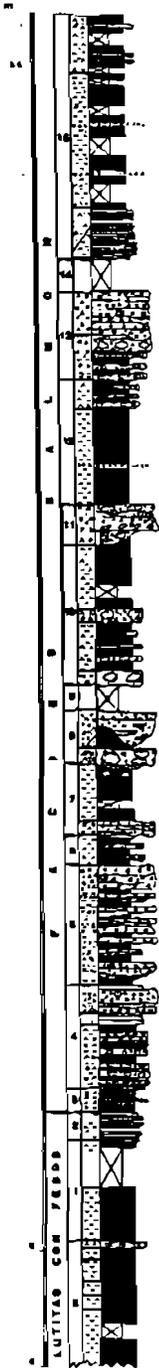


Fig.18.- Sección próxima a Barajas de Melo mostrando la evolución vertical de facies de abanico aluvial.

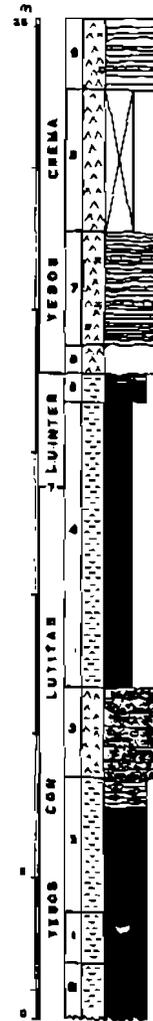


Fig. 19.- Secuencias de arcillas y yesos de origen lacustre en Leganiel.

PARADA 11. Facies de margen lacustre evaporítico en el lado oriental de la Cuenca de Madrid. Reconocimiento de yesos primarios y secundarios.

Situación: Km 9 de la carretera de Barajas de Melo a Leganiel.

Cerca de la carretera afloran depósitos de lago salino pertenecientes a las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno (Fig.19). La parte inferior de la sección está compuesta por una alternancia de arcillas masivas rojas a verdes y capas de yesos. El yeso es nodular o bien aparece como agregados radiales fibrosos lateralmente conectados; estos últimos se consideran fábricas secundarias a partir de la hidratación de anhidrita y sales solubles (glauberita) (Rodríguez Aranda et al., 1991).

La parte alta de la sección muestra claramente facies evaporíticas que consisten en capas de yeso masivo crema. La textura de este yeso queda definida por un agregado denso de cristales lenticulares de tamaño milimétrico. Otras capas presentan yeso detrítico. Ambos tipos de yeso están a menudo bioturbados y están afectados por procesos de silicificación.

En la sección, el límite entre las unidades Inferior e Intermedia del Mioceno se localiza en las arcillas que separan los dos diferentes tipos de capas de yeso descritas y ese nivel arcilloso puede ser usado como nivel guía tanto en este área como en partes algo más centrales de la cuenca. Muestra frecuentemente eflorcencias a partir de minerales salinos (bischoffita, epsomita, halita), así como carbonatos y yesos en rosetas.

PARADA 12. Discordancia Paleógeno - Mioceno en Sayatón, margen oriental de la Cuenca de Madrid.

Situación: carretera de Sayatón a Pastrana, en las proximidades del pueblo de Sayatón.

El punto de la parada permite una observación detallada de la discordancia entre los estratos Paleógenos y Miocenos al pie de la Sierra de Altomira. Las relaciones tectónicas así como las características litológicas de ambos conjuntos muestran notables similitudes con lo observado en la Depresión Intermedia, que se extiende al E de la Sierra de Altomira.

Los rasgos esenciales que serán observados se subrayan en la Fig. 20. Los sedimentos Paleógenos aparecen plegados dando lugar a una amplia estructura anticlinal que está relacionada con el cabalgamiento mayor del lado occidental de la Sierra de Altomira. El flanco oriental del anticlinal aparece por debajo de la localidad de Sayatón y está formado por una alternancia relativamente monótona de arenas y arcillas con intercalaciones menores de carbonatos. Estos depósitos han sido datados como

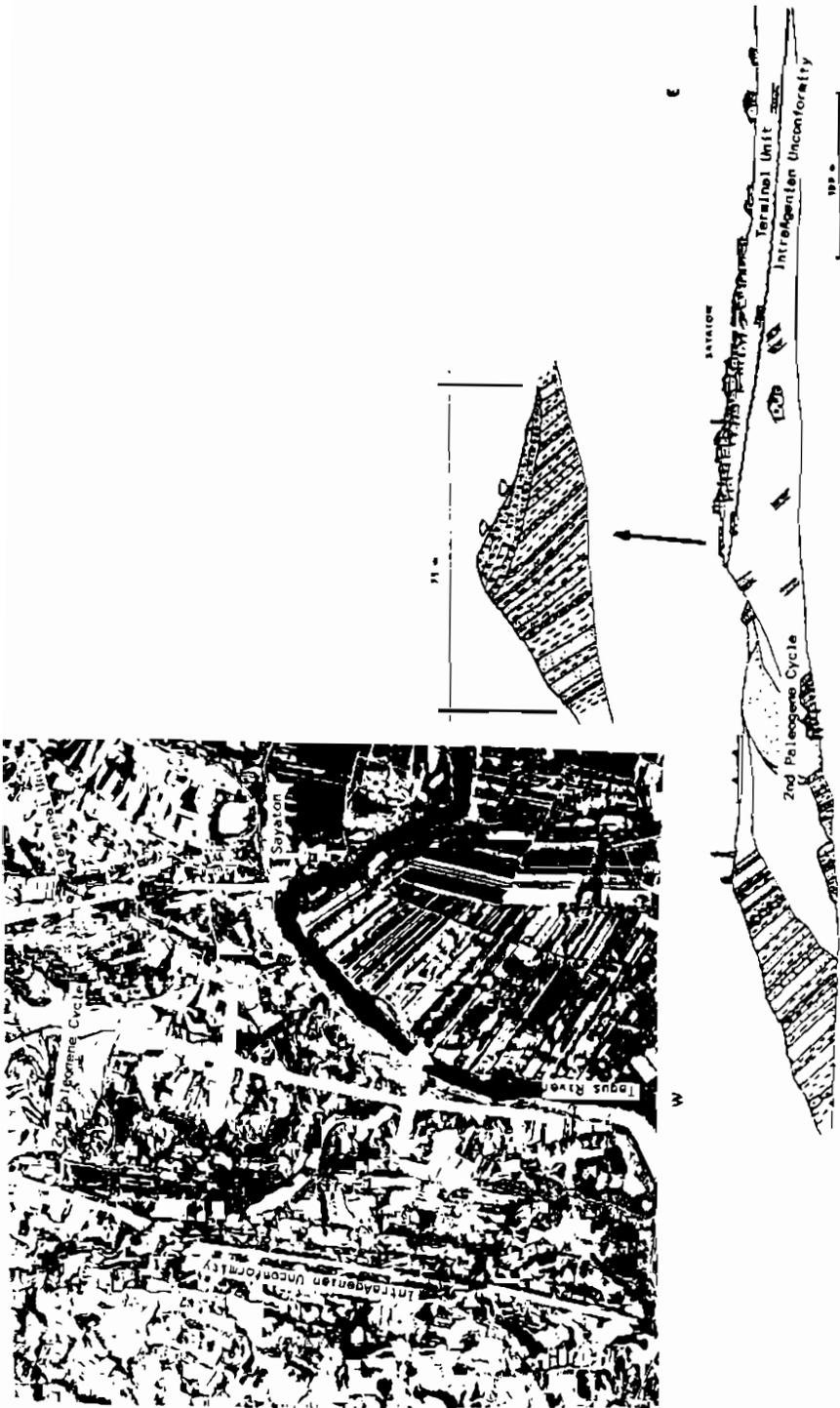


FIG.20.- Esquema compuesto mostrando los rasgos geológicos sobresalientes del área de Sayatón, haciendo hincapié en la discordancia Paleógeno-Neógeno.

Oligoceno superior (zonas V y W de Daams y Freudenthal, 1981) por Alvarez et al. (1987).

En un cerro por detrás de Sayatón se observa una vista espectacular de una discordancia angular y erosiva que puede ser correlacionada con la discontinuidad intra-Ageniense detectada en la Depresión Intermedia (Torres y Zapata, 1986-1987). Los sedimentos neógenos que se sitúan por encima de la discordancia consisten en canales de gravas y arenas.

PARADA 13. Relaciones estratigráficas y tectónicas entre los depósitos Paleógenos y Miocenos al norte de la Sierra de Altomira (anticlinal de Pareja).

Situación: proximidades de Pareja, al E del embalse de Buendía.

El pliegue complejo que aflora formando el anticlinal de Pareja se localiza justo en la parte NW de la Depresión Intermedia. El pliegue aparece relacionado en profundidad con una estructura de anticlinal cabalgante con núcleo salino (Fig.21), tal como se deduce de perfiles sísmicos.

El núcleo del pliegue aflorante está compuesto por evaporitas Cretácicas (anhidrita-yeso) que aparecen cubiertas por depósitos Paleógenos. La sucesión Neógena cubre discordantemente todas esas unidades (Fig.21). Los nombres de las unidades son los señalados por Torres y Zapata (1986-1987) y son parcialmente equivalentes a los definidos por Díaz Molina y López (1979).

El primer ciclo Paleógeno está datado como Paleoceno? - Arverniense superior. Este ciclo está separado del segundo ciclo Paleógeno por una discordancia angular que parece estar relacionada con una fase tectónica intra-Arverniense (sinónimo de Fase Castellana) (Daams et al., 1989).

El límite Paleógeno-Neógeno está marcado por un evento tectónico muy importante que tuvo lugar durante el Ageniense, evento que tuvo como consecuencia un cambio paleogeográfico drástico reflejado en la modificación de los sistemas fluviales desarrollados durante el segundo ciclo Paleógeno.

Durante la parte inferior del Neógeno (Unidad Terminal de la Fig.21), un gran número de discordancias internas dan lugar en conjunto a una discordancia progresiva. Hacia arriba de la sucesión Miocena se ha identificado una nueva discontinuidad de edad Aragoniense, la cual viene marcada por una entrada neta de terrígenos sobre yesos bioturbados.

La parte más superior del afloramiento de Pareja está formada por dos secuencias superpuestas que pueden corresponderse con las Unidades Intermedia y Superior de la Cuenca de Madrid, respectivamente.

CUARTO DÍA

El cuarto día de la Excursión está centrado esencialmente en las características estratigráficas y sedimentológicas de las sucesiones Neógenas del NE de la Cuenca de Madrid. Las observaciones están favorecidas por las muy buenas condiciones de afloramiento en secciones que llegan a los 300m de espesor.

Paleogeográficamente, el área se sitúa bajo la influencia mutua de la Cordillera Ibérica y del Sistema Central, al E y N, respectivamente. Se reconocen en esta zona las tres unidades mayores Miocenas descritas para el conjunto de la cuenca (Alonso Zarza, 1989) (Fig.22).

La Unidad Inferior del Mioceno no será observada directamente durante el itinerario ya que aflora más hacia el W (Jadraque, La Alarilla). Por el contrario, la Unidad Intermedia del Mioceno está ampliamente expuesta a lo largo de las vertientes de los valles del Badiel, Dulce y Tajuña. Por su parte, la Unidad Superior del Mioceno queda poco representada, apareciendo sólo en las cotas topográficas más altas. Su espesor no supera los 40m. Como se observa en algunos puntos (p.e., Alaminos o Torija) la unidad consiste en depósitos terrígenos que son coronados por carbonatos. Cerca de la ciudad de Guadalajara, el tramo detrítico basal cubre una superficie de paleokarst que define el límite entre las Unidades Intermedia y Superior en una extensa área de la Cuenca de Madrid (Calvo et al., 1980; Cañaveras, 1991).

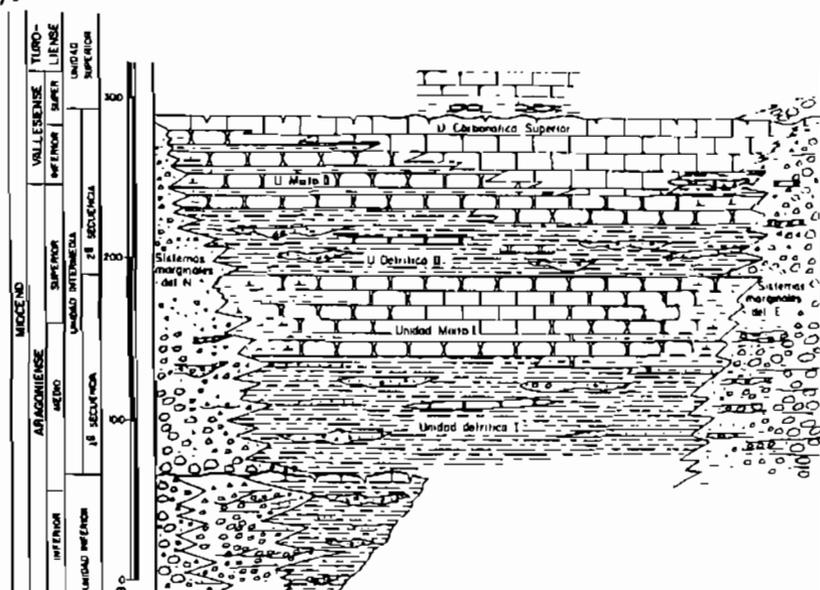


Fig. 22.- Cuadro litoestratigráfico integrado para el Mioceno del sector NE de la Cuenca de Madrid (a partir de Alonso-Zarza, 1989).

Como se señaló anteriormente, la Unidad Intermedia es la unidad Miocena mejor representada en el área. Los depósitos más marginales consisten en un apilamiento de gravas y arenas (facies proximales) que gradan lateralmente a cuerpos clásticos gruesos intercalados entre arcillas; más distalmente, estos depósitos arcillosos se interdigitan con carbonatos. Todo este conjunto de sedimentos terrígenos se integra dentro de una serie de sistemas de abanicos aluviales que se disponen de forma puntual y discontinua a lo largo de los bordes de la parte NE de la cuenca (sistemas de Jadraque, Baidés, Las Inviernas, Cifuentes) (Alonso Zarza et al., en prensa).

El análisis de la evolución vertical de los depósitos de la Unidad Intermedia permite reconocer dos secuencias mayores dentro de la unidad. La secuencia inferior está formada por niveles terrígenos (Unidad detrítica I, Fig.22) que pasa en vertical a la Unidad mixta I, formada por alternancia de carbonatos y materiales terrígenos (Alonso Zarza, 1989). Estos son cubiertos por una nueva secuencia en la que su parte inferior está dominada por sedimentos terrígenos y la superior por un amplio desarrollo de carbonatos. El límite entre las dos secuencias corresponde a la discontinuidad interna de la Unidad Intermedia, que puede ser correlacionada con la observada en el área de Paracuellos de Jarama, datada en este punto como Aragoniense superior (Alonso et al., 1986).

PARADA 14. Características de los sistemas deposicionales Miocenos en el área de Cifuentes - Las Inviernas.

Situación: Km 93 de la carretera entre Cifuentes y Masegoso de Tajuña.

Desde el punto de la parada se obtiene una buena vista parcial de las relaciones entre la Cordillera Ibérica y los depósitos Neógenos en esta parte de la cuenca. La Cordillera Ibérica está aquí formada por materiales carbonáticos Cretácicos, plegados y fracturados según direcciones NNW-SSE y NE-SE (Fig.24). Los sistemas de abanicos aluviales Miocenos se localizaron en las intersecciones entre ambas direcciones estructurales. Las facies más proximales del abanico del Tajuña están excavadas en una de estas intersecciones. En su área media, el abanico se amplía lateralmente y los canales se ensanchan, sobre todo en la parte sur del sistema, donde se desarrollaron amplios "sheets" (Alonso Zarza et al., 1990). Los otros abanicos reconocidos en el área (Las Inviernas, La Tajera) están situados en un contexto similar.

En todos estos abanicos se observan dos secuencias sedimentarias superpuestas que pueden ser correlacionadas con las determinadas en sucesiones formadas por facies distales y depósitos lacustres

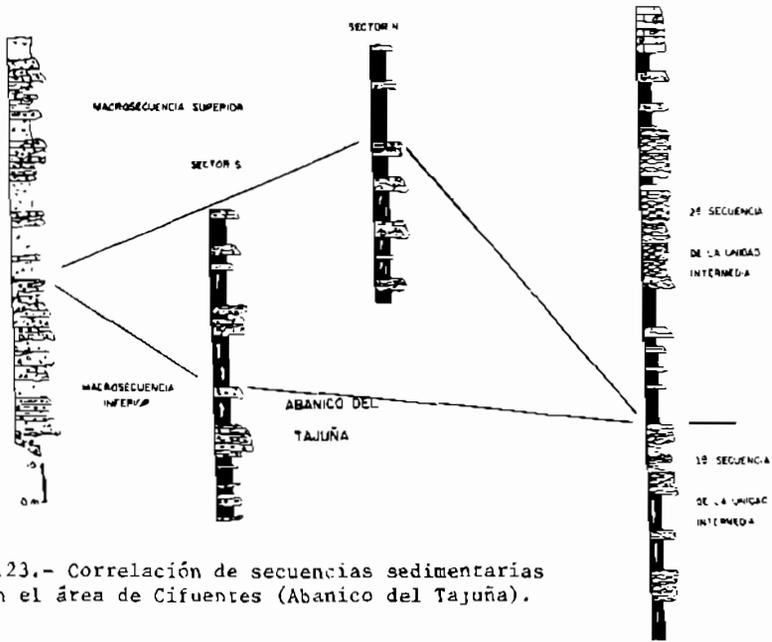


Fig. 23.- Correlación de secuencias sedimentarias en el área de Cifuentes (Abanico del Tajuña).

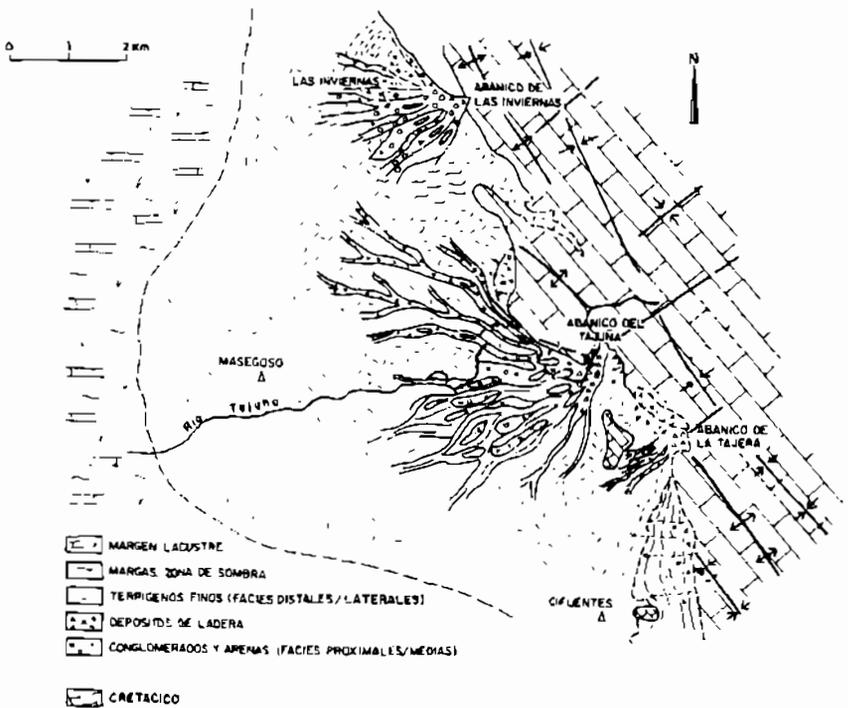


Fig. 24.- Esquema idealizado de facies para los sistemas de abanicos aluviales del área de Cifuentes-Las Inviernas.

(Fig.23). En dichas posiciones distales la secuencia inferior consiste en arcillas con canales rellenos de grava y arena; el conjunto grada hacia arriba a carbonatos nodulosos palustres y arcillas rojizas (Fig.23). El espesor de la secuencia es de unos 60m.

La secuencia superior tiene un espesor máximo de 130 y está constituida por dos secuencias menores carbonático-terrágenas (Fig.23). Las unidades han sido descritas como Unidad detrítica IIa, Unidad mixta II, Unidad detrítica IIb y Unidad carbonática superior. Las características litoestratigráficas de esta secuencia reflejan el progresivo incremento en profundidad de depósitos carbonáticos de sistemas lacustres someros. Este hecho, palpable en la parte más superior de la Unidad Intermedia, coincide con un retraimiento generalizado de los abanicos aluviales en este área.

PARADA 15. Carbonatos palustres de la Unidad mixta II en el área de Cogollor.

Situación: Km 100 de la carretera C-204 entre Alaminos y Cifuentes.

En esta parada se reconocerán buenos afloramientos de carbonatos que muestran rasgos palustres bien desarrollados. El espesor de la serie que será analizada es de unos 50m. Está formada por capas tabulares de carbonatos nodulosos de unos 2m de potencia que alternan con arcillas rojas y lechos de arenas de grano fino. Los rasgos palustres de los carbonatos son, entre otros, huellas de desecación, moteado, estructura alveolar septal, huellas de raíces, nodulización y estructuras prismáticas. Todos estos rasgos son indicativos de un ambiente de lago somero con deposición de carbonatos. La geometría tabular de las capas indica un fondo plano del lago sin morfología de bermas en las plataformas.

PARADA 16. Vista general del margen NE de la Cuenca de Madrid desde Mirabueno.

Situación: Localidad de Mirabueno, al E del km 114 de la carretera C-204.

Desde este punto se pueden plantear diversos temas respecto al relleno Neógeno en el borde NE de la Cuenca de Madrid. El primero se refiere a la relación entre los depósitos Miocenos y el paleorelieve de la Cordillera Ibérica, observándose aquéllos cubriendo discordantemente las rocas carbonáticas Mesozoicas.

El otro aspecto se refiere a los sistemas sedimentarios desarrollados en el área durante el Mioceno. La diferencia esencial entre este punto y lo observado en Cifuentes (Parada

14) es el escaso desarrollo de los sistemas de abanicos aluviales, además de la presencia de depósitos de ladera. Este hecho se estima relacionado con la falta de rasgos estructurales como los allí observados. Además de esto, se observa netamente la relación entre la menor actividad de los abanicos y el desarrollo de un amplio sistema lacustre, con depósito de una gruesa secuencia carbonática (Unidad carbonática superior, Fig.25). Puede observarse desde el punto de la parada cómo el espesor de la secuencia carbonática aumenta progresivamente hacia el W, decreciendo la cantidad de terrígenos en esa dirección.

PARADA 18. Facies lacustres someras de la Unidad carbonática superior en Argecilla.

Situación: Camino desde Argecilla a Castejón de Henares. Valle del río Badiel.

La Unidad carbonática superior presenta en los alrededores de Argecilla un espesor de 54m. En este punto, está formada por capas tabulares carbonáticas que hacia la parte media de la sucesión intercalan un nivel detrítico fino (arenas y arcillas). La secuencia que será reconocida en esta parada comienza 10m por encima de la base de la unidad y terminará en las facies detríticas antes señaladas (Fig.26).

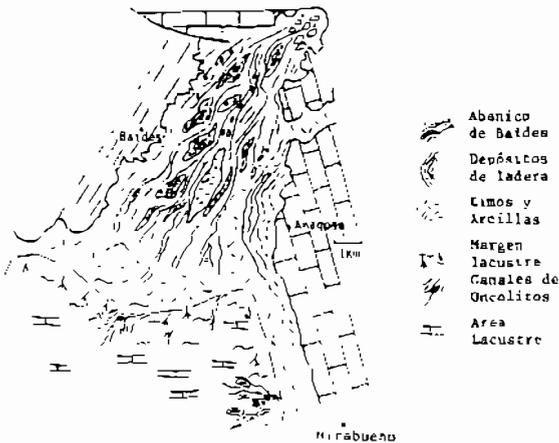


Fig. 25.- Esquema de facies del abanico de Baldes y su contexto paleogeográfico.

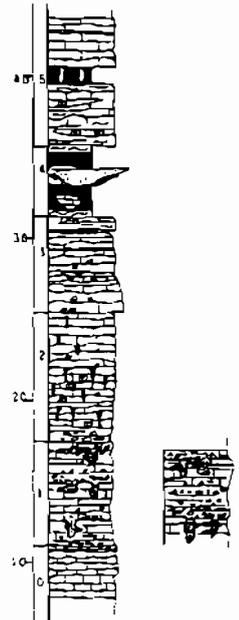


Fig.26.- Secuencias de carbonatos lacustres en la sección de Argecilla.

La parte inferior (tramo 1 en Fig.26) está formada por varias secuencias elementales que constan de micritas con intraclastos (gravelles) en la base. Estas micritas gradan en vertical a micritas más homogéneas con intraclastos dispersos y huellas de desecación. A estas facies se sobreimponen procesos de pseudomicrokarst que son los causantes de la presencia de grietas horizontales y verticales rellenas por intraclastos. Los rasgos de pseudomicrokarst observables son característicos de ambientes lacustres someros en que la acción de huellas y desecación da lugar a las citadas cavidades.

La segunda parte de la serie (tramo 2, Fig.26) está formada por capas tabulares de biomicritas ricas en gasterópodos, fuertemente bioturbadas por raíces. Estas facies se depositaron también en un ambiente lacustre somero (rampa de baja energía).

El tramo tres está formado por calizas con moldes de yeso lenticular. Por último, en la parte alta de la sección analizada, se observan arcillas grises y rojizas erosionadas por una canal relleno de arenas.

QUINTO DÍA

El quinto y último día de la Excursión estará centrado en la estratigrafía del Neógeno en el área de la ciudad de Madrid, haciéndose hincapié en la presencia de faunas de Vertebrados en las sucesiones Miocenas así como en aspectos sedimentológicos de éstas. Se prestará también especial atención a las características de los depósitos de sepiolita que son ampliamente explotados en el área. Se han escogido dos zonas para llevar adelante estos propósitos.

La zona de Paracuellos de Jarama, localizada al N de Madrid, es particularmente útil para el reconocimiento de las características estratigráficas de la sucesión Neógena en la parte N de la Cuenca de Madrid, pudiendo reconocerse cambios de facies en lateral y vertical. Además, en esa zona se encuentran varios yacimientos de Mamíferos que permiten establecer una cronoestratigrafía bastante detallada.

Los depósitos de Paracuellos corresponden en su mayoría a la Unidad Intermedia del Mioceno, aunque los términos más basales pueden integrarse en la Unidad Inferior. Este esquema estratigráfico se correlaciona bien con el observado inmediatamente al W (IGME, 1989). Los depósitos Miocenos son esencialmente arcosas que se hacen paulatinamente más finas de N a S (Fig.27). Gradan más distalmente a secuencias de dolomías nodulosas y arcillas esmectíticas que intercalan capas de sepiolita.

En todo el área de Paracuellos se observa un incremento en vertical de la granulometría de las facies arcósicas, reconociéndose en la vertical de las sucesiones un cambio brusco que permite diferenciar dos secuencias superpuestas (Alonso et al., 1986) (Fig.28). La secuencia inferior está formada por arcosas, calcretas y arcillas que pasan hacia el S a un conjunto de facies formado por arcillas verdes, carbonatos nodulosos, capas ricas en sepiolita y paleosuelos silicificados. Por su parte, la evolución vertical de la secuencia inferior es claramente indicativa de la progradación progresiva de sistemas aluviales sobre un subambiente de margen lacustre.

La secuencia superior está formada esencialmente por arcosas gruesas que intercalan capas finas de arcillas pardas. El conjunto de la secuencia indica una importante progradación de los abanicos aluviales arcósicos sobre la secuencia infrayacente.

Los yacimientos de Mamíferos están incluidos tanto en la secuencia inferior como superior y permiten acotar el límite entre ambas como desarrollado en el Aragoniense superior.

PARADA 19. Secuencia sedimentaria Miocena del Cerro de los Guardias.

Situación: Cerro de los Guardias, 2.2km al S del pueblo de Paracuellos del Jarama (Fig.27)

La columna del Cerro de los Guardias (Fig.28) es una de las más representativas del área de Paracuellos, pudiéndose reconocer fácilmente las dos secuencias arriba apuntadas. Sobre la base de los cambios litológicos se pueden distinguir tres tramos en la columna.

Tramo 1.- la base de la secuencia está formada por arcillas verdes y carbonatos nodulosos, ambos frecuentemente bioturbados. Los minerales de la arcilla predominantes son esmectitas, sepiolita e illita. Esta asociación de facies corresponde a un área lacustre somera que pasa lateralmente a las partes más distales de los abanicos arcósicos (Alonso et al., 1986).

Tramo 2.- la parte media de la secuencia es más compleja y está formada por arcillas pardas, a veces sepiolíticas, y limos, que intercalan capas carbonáticas y arcosas de grano fino. Los carbonatos cambian en vertical desde dolomías a calizas que están usualmente silicificadas y muestran rasgos de pedogénesis. El depósito de estas facies tuvo lugar en las partes distales de abanicos aluviales. En esas zonas se desarrollaron pequeñas charcas en que se depositaron sepiolita y carbonatos. La exposición subaérea de las partes distales de abanicos favoreció el desarrollo de calcretas con sepiolita asociada.

Tramo 3.- Esta parte alta de la sección corresponde enteramente a la secuencia superior y está formada por capas arcósicas tabulares que intercalan pasadas de limos marrones. Esta asociación de facias se depositó en partes medias de abanicos aluviales.

El yacimiento de Paracuellos 3 se encuentra en un lecho limoso intercalado entre arcosas gruesas de la secuencia superior (Fig.28). Los huesos de Vertebrados están concentrados de forma variable en la capa y, en general, muestran escasa evidencia de transporte intenso. La fauna determinada en el yacimiento incluye: Geochelone bolivari, Geoemyda sp., Galerix sp., Amphychinus cf. intermedius, Heteroxerus grivensis, Armantomys tricristatus, Megacricetodon crusafonti, Fahlbuschia darocensis, Lagopsis cf. verus, Amphicyon major, Pseudailurus quadridentatus, Pseudailurus lorteti, Protictitherium crassum, Gomphotherium anquistidens, Anchitherium aurelianensis, Dicerorhinus sansaniensis, Chalicotherium grande, Listriodon splendens, Suidae indet., Micromeryx flourensianus, Heteroprox larteti y Capotragoides sthelini.

La asociación de roedores es muy próxima a la observada en Paracuellos 5, otro yacimiento de Mamíferos en este área localizado en una parte más baja de la sección. Las diferencias esenciales entre ambos yacimientos estriba en las variaciones morfológicas de Megacricetodon crusafonti. Por otro lado, la fauna de Ungulados está dominada por Aceratherium simorrensis y Capotragoides sthelini, lo que sugiere una atribución de la fauna a la zona G de Daams y Freudenthal (1981).

PARADA 20. Depósitos de sepiolita y yacimientos de Mamíferos en las zonas distales de abanicos arcósicos. Cerro de Almodóvar, sur de Madrid.

Situación: cantera abandonada en la base del Cerro de Almodóvar, en las afueras de Madrid, junto a la C.N.-III.

El Cerro de Almodóvar es el punto más meridional del municipio de Madrid en que aparecen depósitos arcósicos. La parte basal del cerro ha sido minada para la extracción de sepiolita. En el frente aflora una capa de sepiolita de 3.70m de espesor; en ella la sepiolita presenta un tono crema a verdoso claro, estructura masiva y aspecto lustroso. El contenido en sepiolita de la capa varía entre 90 y 100%.

La capa de sepiolita pasa en vertical a arcillas y depósitos arcósicos que presentan bases erosivas y granoselección vertical normal. Las arcillas presentan rasgos paleoedáficos muy netos

En el área de la cantera, la capa de sepiolita puede ser seguida lateralmente, pasando a margas y arcillas sepiolíticas con nódulos de sílex. Dentro de las margas y a techo de las arcillas sepiolíticas se han encontrado frecuentes restos de Vertebrados. Entre otros, se ha reconocido la presencia de restos de tortuga gigante (*Geochelone bolivari*), ya señalada en el área desde principios de siglo (Royo Gómez, 1929). Más recientemente, López-Martínez et al. (1987) han encontrado *Heteroxerus* cf. *grivensis*, *Megacricetodon collongensis*, y *Lagopsis peñai*, siendo atribuidos al Aragoniense medio. No obstante, algunos nuevos hallazgos, tales como *Megacricetodon crusafonti*, indicarían una edad Aragoniense superior, permitiendo así la correlación de estos niveles del Cerro de Almodóvar con los del yacimiento Paracuellos 3.

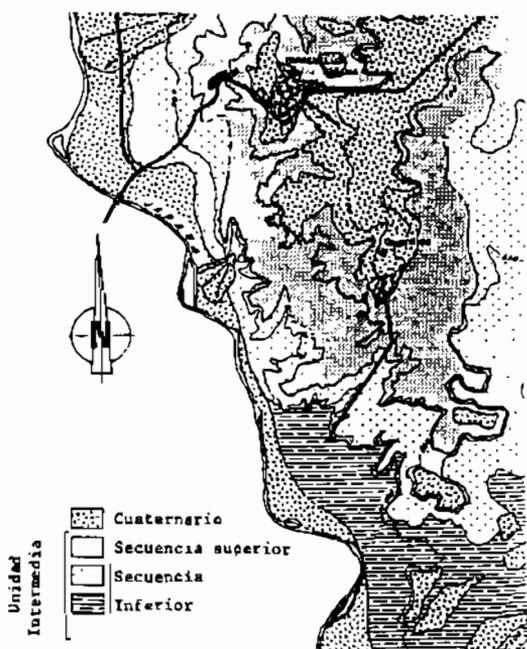


Fig.27.- Esquema geológico del área de Paracuellos de Jarama.

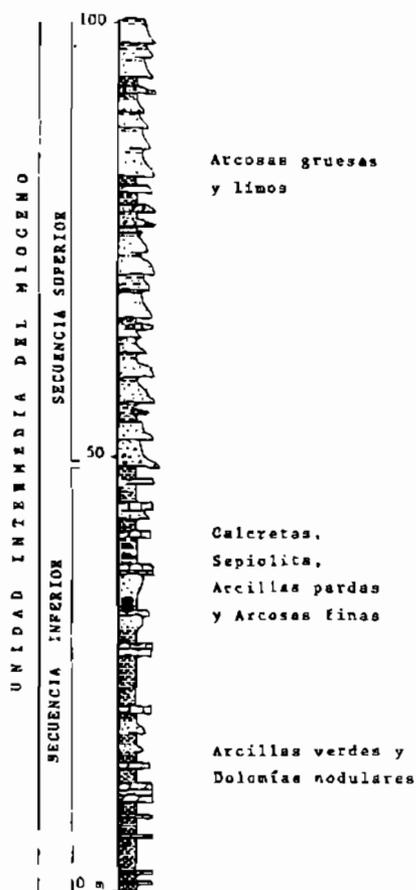


Fig.28.- Sucesión miocena del Cerro de los Guardias, con indicación de las unidades mayores.

REFERENCIAS

- AGUIRRE, E., 1971: Cuadernos de Estudios Manchegos, II época, 2: 157-171.
- ALBERDI, M.T.; JIMENEZ, E.; MAZO, A.V.; MORALES, J.; SESE, C. Y SORIA, D., 1984: Actas I. Reunión Est. Regionales de Castilla La Mancha, Albacete, vol. III: 255-277.
- ALBERDI, M.T.; HOYOS, M.; JUNCO, F.; LOPEZ MARTINEZ, N.; MORALES, J.; SESE, C. Y SORIA, D., 1983: Abstract Interin Coll. on Mediterranean. Neogene Continental Paleoclimatic Evolution. Montpellier, Abril: 18-23.
- ALONSO-ZARZA, A.M., 1989: Estudio petrológico y sedimentológico de las facies de abanicos aluviales del Neógeno en el sector NE de la Cuenca de Madrid y su relación con las facies más centrales, Provincia de Guadalajara. Tesis Doctoral (inédita). Facultad de C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 436 p.
- ALONSO-ZARZA, A.M.; CALVO, J.P. Y GARCIA DEL CURA, M.A., 1986: Estudios Geol., 42: 79-10.
- ALONSO-ZARZA, A.M., CALVO, J.P., GARCIA DEL CURA, M.A. Y HOYOS, M., 1990: Rev. Soc. Geol. de Esp., v.3, p. 213-229.
- ALONSO-ZARZA, A.M., CALVO, J.P. Y GARCIA DEL CURA, 1991: I.A. S. SP. Pub. (en prensa).
- ALVAREZ, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LOPEZ, N. Y SACRISTAN, M.A., 1987: Munchner Geowiss Abh., 10: 43-48.
- ANCOCHEA, E. Y BRANDLE, J., 1982: Rev. de Geofísica, 38: 133-138.
- ANCOCHEA, E., 1983: Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central. Tesis Doctoral. Facultad de C.C. Geológicas. Univ. Complutense de Madrid. 675 p.
- ARRIBAS, M.E., 1985: Sedimentología y diagénesis de las facies carbonáticas del Paleógeno del Sector NW de la Cuenca del Tajo. Tesis Doctoral (inédita). Facultad de C.C. Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 444 p.
- BONADONNA, F.P. y VILLA, I.M., 1986: Actas Castilla-La Mancha: Espacio y Sociedad, 3: 249-253.
- CALVO, J.P.; ALONSO, A.M. Y GARCIA DEL CURA, M.A., 1986: Geocaceta, 1: 25-28.
- CALVO, J.P.; ALONSO, A. M. Y GARCIA DEL CURA, M.A., 1989: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaecool., 70: 199-214.
- CALVO, J.P.; ORDÓÑEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M.A.; HOYOS, M.; ALONSO, A.; SANZ, E. Y RODRIGUEZ ARANDA, J.P., 1989: Acta Geol. Hispánica, 24: 281-298.
- CAÑEVERAS, J.C., 1991: Caracterización petrológica y geoquímica del karst del techo de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid. Tesis de licenciatura. Fac. de CC. Geológicas. UCM. 184 pp.
- DAAMS, R. y FREUDENTHAL, M., 1981: Scripta geol., 62: 1-17.
- DAAMS, R. y VAN DER MEULEN, A., 1984: Paleobiologie continentale, 14: 241-257.
- DAAMS, R.; LACOMBA, J.I. Y LOPEZ, N., 1986: Est. Geológicos, 42: 181-196.
- DE VICENTE, G., 1988: Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Fac. de C. Geológicas. Univ. Complutense de Madrid. 317 p.

- DIAZ MOLINA, M.; BUSTILLO, M.A.; CAPOTE, R. y LOPEZ MARTINEZ, N., 1985: Exc. Guide-book I.A.S., 6^a Europ. Reg. Meeting, Lerida: 149-167.
- DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ MARTINEZ, N., 1979: Est. Geológicas, 35: 149-167.
- DIAZ MOLINA, M.; ARRIBAS, J. y BUSTILLO, M.A., 1989: Exc. Guide-Book 4th Intern. Conf. on fluvial sedimentology. Field trip 7, Sitges: 74 pp.
- DOVAL, M.; DONINGUEZ, M.C.; BRELL, J.M. y GARCIA ROMERO, E., 1985: Bol. Soc. Esp. Miner., 8: 257-269.
- GALAN, E. y CASTILLO, E., 1984: En A. Singer y A. Galán, eds. Occurrences, genesis and uses, pp. 87-124, Elsevier Publ. Co., Amsterdam.
- GARCIA DEL CURA, M.A., 1979: Serie Universitaria, 109. Fundación March. 93 p.
- GINSBURG, L.; MORALES, J. y SORIA, D., 1987: C.R. Acad. Sci. Paris, 305: 629-632.
- HERNANDEZ PACHECO, E., 1921: Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. cincuentenario: 98-114.
- HERNANDEZ PACHECO, E., 1932: Bol. R. Soc. Geogr. Nacional, 72: 34.
- HOYOS, M.; JUNCO, F.; PLAZA, J.R.; RAMIREZ, A. y RUIZ, J., 1985: En: M.T. Alberdi (Coord.). Geología y Paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid. CSIC, Madrid: 9-16.
- IGME, 1989: Mapa geológico de España 1/50.000. HOJA 19-22. IGME.
- JUNCO, F. y CALVO, J.P., 1983: Geología de España. Tomo II. IGME: 534-543.
- LOMOSCHITZ, A.; CALVO, J.P. y ORDOÑEZ, S., 1985: Estudios Geol., 41: 343-358.
- LOPEZ MARTINEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J.P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DIAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTINEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, M.; ROBLES, F.; SANTISTEBAN, C. y TORRES, T., 1987: Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici, 70: 383-391.
- LOPEZ MARTINEZ, N.; SESE, C. y HERRAEZ, E., 1987: Bol. Inst. Geol. y Min., 98: 159-176.
- MARTIN DE VIDALES, J.L.; POZO, M.; MEDINA, J.A. y LEGUEY, S., 1988: Estudios Geol., 44: 7-18.
- MARTIN ESCORZA, C.; CEBRIA, J.M. y LOPEZ RUIZ, J., 1990: (en prensa).
- MAZÓ, A.V. y TORRES, T., 1989: Col. Bioeventos y sucesiones faunísticas en el Terciario Continental Ibérico, Sabadell, 1988. (En prensa).
- MEGIAS, A.G.; ORDOÑEZ, S. y CALVO, J.P., 1983: Rev. Mat. Proc. Geol., 1: 163-191.
- MEGIAS, A.G.; ORDOÑEZ, S.; CALVO, J.P. y GARCIA DEL CURA, M. A., 1982: V Congr. Latinoamericano de Geología. Argentina. Actas II: 311-328.
- MOLINA, E., 1975: Trabajos N-O Sec. Paleont. Vert. Hum., ILM, CSIC, 3. 106 p.
- ORDOÑEZ, S.; CALVO, J.P.; GARCIA DEL CURA, M.A.; ALONSO, A.M. y HOYOS, M., 1990: I.A.S. Spec. Publ., 13: 39-55.
- ORDOÑEZ, S. y GARCIA DEL CURA, M.A., 1983: Spec. Public. int. Ass. Sediment., 6: 485-497.
- ORDOÑEZ, S.; MENDUIÑA, J. y GARCIA DEL CURA, M.A., 1982: Tecniterrae, 46: 16-33.
- ORTI, F.; PUYO, J.J. y SAN MIGUEL, A., 1979: Bol. Geol. Miner., 94: 347-373.

- PEREZ GONZALEZ, A., 1979: Trab. Neógeno-Cuaternario, 9: 23-26.
- PEREZ GONZALEZ, A., 1982: Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo. Tesis doctoral. UCM. 787 pp.
- QUEROL, R., 1990: Esc. Tec. Sup. Ing. Minas, Madrid. 48 pp.
- RACERO, A., 1988: II Cong. Geológico de España, Granada, Simposios: 213-222.
- RODRIGUEZ ARANDA, J.P., 1990: La sedimentación neógena en el borde oriental de la Cuenca de Madrid (Barajas de Melo-Tarancón): transición de abanicos aluviales a evaporitas. Tesis de licenciatura. Fac. de CC. Geológicas. UCM: 143 pp.
- RODRIGUEZ ARANDA, J.P., CALVO, J.P. Y ORDÓÑEZ, 1991: Rev. Soc. Geol. de Esp., 4: 33-50.
- ROYO GOMEZ, J., 1929: Hoja y Memoria geológica de Madrid, n. 559, IGME, 1ª edición, 1ª serie.
- SANZ, M.E., RODRIGUEZ, J.P., CALVO, J.P. Y ORDÓÑEZ, S., en prensa: S.E.M.P.
- SCHAUB, S., 1925: Abh. Schweiz Paleont. Geol., 45.
- TORRES, T. Y ZAPATA, J.L., 1986-1987: Acta Geol. Hispánica, 21-22: 437-442.
- VEGAS, R. VAZQUEZ, T. Y MARCOS, A., 1986: Geogaceta, 1: 24-25.
- WARBURTON, J. Y ALVAREZ, C., 1989: En AGGEP, ed., Libro Homenaje a R. Soler: 147-155.