



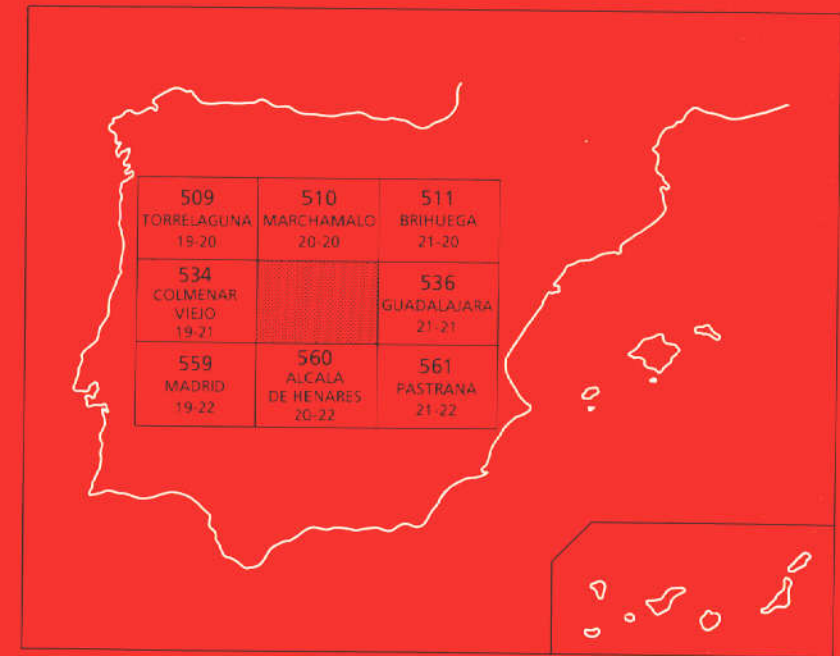
Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

535
20-21

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

ALGETE

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270/ 1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

ALGETE

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-10383-1991
NIPO: 232-91-001-4

HAN INTERVENIDO:

Cartografía cuaternario:	A. Pérez-González (IGME)
Cartografía terciario:	J.M. Aznar (CGS)
Secciones estratigráficas y Sedimentología del Terciario	M. Díaz Molina (UNIV. MADRID) y J.M. Aznar
Geomorfología	A. Pérez González y J. Gallardo
Edafología	J. Gallardo (INST. EDAFOLOGIA) y A. Pérez González
Petrografía	M.J. Aguilar (CGS)
Micropaleontología	M.C. Leal (CGS)
Macromamíferos	N. López (UNIV. MADRID)
Macrovertebrados	M. Alberdi (CSIC)
Sedimentología de Laboratorio:	Laboratorios de CGS, Inst. Edafología y Estratigrafía de Madrid.
Memoria	J.M. Aznar, M. Díaz Molina, A. Pérez González, J. Gallardo, J.M. Portero (CGS), M.J. Aguilar y M.C. Leal
Coordinación y dirección:	J.M. Portero y A. Pérez González.

INTRODUCCION

La Hoja de Algete se sitúa en el sector centro-oriental de la cuenca Meso-Terciaria del Tajo. forma parte de las provincias de Madrid y Guadalajara.

El relieve que la caracteriza es poco accidentado, destacando una zona central con elevaciones más suaves que dejan entre sí amplios valles, y un sector sureste donde la topografía es más abrupta con cotas que oscilan entre 926 y 600 metros.

La red fluvial principal es la correspondiente al río Henares, siendo éste la única arteria importante y permanente. El resto de la red está formada por arroyos de circulación intermitente que son tributarios del surco principal, tales como el Torote y Camarmilla. El noroeste de la hoja está ocupado por parte de la red fluvial del río Jarama, que discurre muy próximo al borde occidental de la zona.

La densidad de población es elevada, destacando las poblaciones de Algete, Azuqueca de Henares, Ajalvir, Daganzo de Arriba, Fuente el Saz de Jarama, Camarma, Meco y los Santos de la Humosa.

Los recursos industriales en la región están bastante diversificados. Existen varios polígonos industriales entre los que destaca el de Ciudalcampo. Abundantes fábricas de fibra textil, pinturas, cerámica, cemento, baterías, cristaleras y de harinas, además de unos estudios cinematográficos.

La ganadería está bien desarrollada, siendo abundantes las granjas avícolas de explotación industrial.

La agricultura es fundamental en la región siendo la principal zona de riqueza la vega del río Henares, situada sobre las amplias terrazas que el río ha formado en su desarrollo. El resto del territorio se dedica a las labores agrícolas predominando los cultivos de secano.

Por otra parte existen en la zona, centros de investigación como: Centro de radiación Gamma y el Instituto Nacional de Investigaciones Agrarias en el Encín. Además de la estación de radar instalada en los Santos de la Humosa.

Desde el punto de vista geológico la Hoja de Algete se sitúa dentro de la cuenca Meso-Terciaria del Tajo en la zona de transición de las facies de borde a centro de la cuenca.

El límite norte de esta región está constituido por las estribaciones meridionales del sector nororiental del Sistema Central.

En el Sector del Sistema Central situado al este de la sierra de Gredos pueden diferenciarse tres dominios, en virtud de las características litológicas, estructurales e intensidad del metamorfismo de los materiales aflorantes (BELLIDO *et al.*, 1981). El *Dominio Oriental*, que afecta fundamentalmente a la zona en estudio, se sitúa al este. En las series ordovícicas, existe un metamorfismo de grado bajo, aparecen sedimentos pérmicos y no afloran manifestaciones plutónicas granitoides tardihercínicas en superficie. El *Dominio Central* que afecta en una proporción mucho menor, se enmarca entre la Falla de la Berzosa-Riaza y

el afloramiento metamórfico del Escorial-Villa del Prado y se caracteriza por aflorar exclusivamente materiales preordovícicos afectados por un metamorfismo de grado medio alto predominante, por la aparición de áreas extensas en las que se alcanza el grado de anatexia y presencia de cuerpos intrusivos de composición granítica y edad tardihercínica, tanto más abundantes cuanto más al oeste. Por último el Dominio Occidental, contiene de nuevo series ordovícicas aunque predominan las preordovícicas con grado de metamorfismo variable de alto a bajo, siendo dominante este último. Los granitoides tardihercánicos son muy abundantes y extensos, presentándose interconectados dando origen a extensísimos afloramientos apareciendo las rocas metamórficas como manchas aisladas.

El Sistema Central está flanqueado al sur por la Cuenca Meso-Terciaria del Tajo. El Mesozoico presenta características semejantes a las de la Cadena Celtibérica, con afloramientos del Triásico en Facies Germánica, Jurásico marino muy desmantelado presente hacia el este, en la región de Sigüenza-Atienza y Cretácico en facies transicionales y marinas. El Paleógeno y Neógeno se depositan en cuencas continentales intramontañosas y presentan gran variedad de facies.

El Sistema Central tiene una estructura fundamentalmente hercínica generada a partir de varias fases de plegamiento, si bien existe evidencia de movimientos tectónicos prehercánicos (Asínticos y Sárdicos). Los movimientos de fracturación tardihercánicos controlan la sedimentación del pérmico del Dominio Oriental, la intrusión de los granitoides tardíos y el emplazamiento de diques de variada naturaleza. La Cuenca Meso-Terciaria del Tajo se caracteriza por el predominio de las estructuras alpinas. La reactivación sucesiva de las fracturas tardihercánicas controla en gran parte la sedimentación del Mesozoico y es la responsable del desmantelamiento del Jurásico hacia el Oeste del Sector de Sigüenza-Atienza (movimientos neokimméricos y aústricos).

El Mesozoico y Paleógeno están afectados por varias fases de plegamiento apareciendo como fundamentales la directriz Guadarrama, la directriz Altomira y la Ibérica. El Neógeno se presentan subhorizontal o levemente inclinado en los bordes. Hay evidencias de actividad neotectónica reciente que afecta a todo el conjunto del Sistema Central y Cuenca Meso-Terciaria del Tajo.

Desde el punto de vista geomorfológico general destacan los siguientes elementos: las altiplanicies de los **Páramos** calcáreos y del piedemonte de la Raña y los relieves escalonados de las terrazas dejadas por los ríos Henares, Torote, Camarmilla y Jarama, junto con el sistema de glaciis instalado en la *cuesta* que separa las Terrazas de campiña del Henares del Páramo calizo de la Alcarria meridional.

1. ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Algete se diferencian dos dominios fundamentales. El primero de ellos lo constituyen materiales neógenos dentro de los que se reconocen los siguientes tipos de facies:

- Arcosas blanquecinas del Jarama con elementos metamórficos y calcáreos, correlacionables por cartografía con la serie arcilloso-arenosa de Paracuellos. Proceden del macizo de El Vellón. (1 y 2).
- Arcillas, limos y arenas con intercalaciones de niveles sepiolíticos y/o bentoníticos, calcáreos y silíceos, que afloran en la margen izquierda del Jarama en los alrededores de Paracuellos (3).
- Arenas de la Facies Madrid constituidas por granitos, pegmatitas, aplitas, pórfidos, cuarzo, feldespatos, gneis y esquistos (4) que proceden del Dominio Central del sector del Sistema Central situado entre la Falla de La Berzosa-Riaza y el afloramiento metamórfico del Escorial-Villa del Prado.
- Conglomerados, areniscas y arenas de la Facies Alcalá con abundantes feldespatos y proporción variable de elementos metamórficos, que constituyen la serie roja, de la Unidad Terminal del Mioceno (6, 7 y 8).
- Areniscas y margas yesíferas que forman la denominada Facies Blanca (9).
- Conglomerados y arenicas de la red fluvial intramiocena (10).
- Calizas de los Páramos que coronan la serie miocena (11).
- Arcosas anaranjadas de Uceda con proporción variable de elementos metamórficos y sobre todo epimetamórficos (5). Proceden del sector de La Cabrera-Falla de La Berzosa y relieves cuarcíticos de El Atazar. Adquieren gran extensión y son asimilables a la Facies Guadalajara de RIBA (1956) y BENAYAS *et al.*, (1960). Reposan mediante paraconformidad sobre las arcosas del Jarama y de Madrid.
- Y, por último, los ortoconglomerados del piedemonte de la Raña (12).

El segundo dominio que ocupa el resto de la Hoja está formado por materiales cuaternarios de los grandes sistemas de terrazas de los ríos Henares y Jarama y en menor cuantía el Torote y Camarmilla, y los glaciis compuestos de la cuesta del Páramo de la Alcarria.

1.1. NEOGENO

Durante el Neógeno el relleno de la Cuenca del Tajo se realiza en condiciones endorreicas, estableciéndose un sistema de aportes alimentado en los bordes por abanicos aluviales que se continúan en unas facies complejas de transición que pasan hacia el centro de la cuenca a evaporitas lacustres, culminadas a techo por la serie detrítico-calcárea de los Páramos.

Los trabajos de interés que se ocupan del estudio y descripción de los sedimentos neógenos que rellenan la Cuenca del Tajo son numerosos. Destacan los trabajos de ROYO GOMEZ (1922, 1926, 1928) en los que se establecen las bases para el conocimiento del Terciario de la submeseta meridional. RIBA (1957) y BENAYAS *et al.*, (1960) ponen de manifiesto la existencia de cambios laterales y definen diferentes facies en base a los datos de campo y a la composición mineralógica de las mismas. ALIA (1960) atribuye las facies arcóscicas al Plioceno y establece la relación entre los diferentes rellenos y la tectónica profunda del zócalo que a su vez condiciona los cambios laterales de facies. CAPOTE *et al.*, (1968) detectan la presencia de sedimentos fluviales, ampliamente extendidos, bajo las calizas de los Páramos. ALIA *et al.*, (1973) en los estudios que realizan sobre la evolución geotectónica de la Cuenca, establecen cinco discontinuidades mayores en los depósitos neógenos. MARTIN ESCORZA y HERNANDEZ ENRILE (1973) y MARTIN ESCORZA (1974) hacen nuevas aportaciones para el conocimiento del Neógeno y Palógeno arcóscicos aflorante al oeste y suroeste de Madrid y en el norte de la provincia de Toledo. PEREZ GOZALEZ *et al.*, (1971) estudian las series continentales al este de la Sierra de Altomira definiendo por primera vez la fase Castellana que sitúan en el Oligoceno superior. AGUIRRE *et al.*, (1976) sintetizan los datos faunísticos y eventos tectónicos de la Cuenca estableciendo, aparte de la Castellana, la existencia de las fases Neocastellana (al final del Mioceno inferior principios del medio), y las Iberomanchega 1 y 2 del Plioceno superior. MARTIN ESCORZA (1976) confirma la actividad tectónica de las fracturas del basamento durante el Neógeno precisando las discontinuidades definidas por ALIA *et al.*, (o.c.). Establece cinco unidades litoestratigráficas mayores que abarcan el Mioceno y parte del Plioceno separadas por discordancias. DIAZ MOLINA (1978) y DIAZ MOLINA *et al.*, (1979) dividen el Terciario continental de la depresión intermedia entre Altomira y la Serranía de Cuenca en cuatro unidades litoestratigráficas mayores separadas por discordancias. Unidad basal (Cretácico terminal a Eoceno medio), Unidad detrítica inferior (Eoceno medio a Oligoceno superior), Unidad detrítica superior (Oligoceno superior a Mioceno inferior) y Unidad terminal culminada por las calizas de los Páramos (Mioceno medio-Plioceno inferior). MARTIN ESCORZA (1979) señala la existencia de una discordancia o ruptura intramiocena que separa las unidades inferior y superior de la Facies Alcalá. PEREZ GONZALEZ (1979) estudia los problemas del límite plio-pleistoceno, estableciendo que la colmatación de las cuencas terciarias del centro de España coincide con las génesis de costras laminares bandeadas hace 2,5 millones de años previamente a la instalación de las Rañas. GARRIDO MEJIAS *et al.*, (1980, 1981 y 1982) dividen el relleno de la cuenca en cuatro unidades tectosedimentarias separadas por rupturas de orden mayor y establecen las características sedimentológicas y paleogeográficas de la unidad superior. PEREZ GONZALEZ (1982) estudia el Terciario de la Llanura Manchega y establece la correlación entre las unidades del Mioceno superior y Plioceno de dicha zona con la Cuenca del Tajo. ALBERDI *et al.*, (1983) relacionan antiguos y nuevos yacimientos de vertebrados confirmando la existencia de la Fase Neocastellana en el centro de la Cuenca. JUNCO y CALVO (1983) establecen las grandes unidades tectosedimentarias del Mioceno de la Cuenca de Madrid en base a su estudio sedimentológico, cartográfico y a la interpretación de sondeos. AGUILAR *et al.*, (1984) y PORTERO y OLIVE (1983) determinan las características petrográficas y relaciones laterales de las zonas proximales de los abanicos aluviales terciarios al pie del Guadarrama y Somosierra. PORTERO *et al.*, (1984) proponen un modelo de evolución morfotectónica del Sistema Central desde finales del Cretácico en base a los datos estratigráficos y sedimentológicos de los materiales aflorantes en los bordes de las Cuencas del Duero y Tajo.

El Neógeno que rellena la Cuenca del Tajo, tiene una gran variabilidad litológica, correspondiendo a las diferentes composiciones de las áreas fuente y de la distinta ubicación de sistemas deposicionales que normalmente son múltiples. Las facies de borde (abanicos aluviales) de carácter detrítico, son en parte correlacionables cartográficamente con la **Unidad terminal** de DIAZ MOLINA (oo.cc.), son incluso más modernos y discordantes sobre dicha unidad (Piedemontes de Somosierra).

Como se ha observado en zonas próximas, de borde, Hojas de Valdepeñas de la Sierra (20-19) y Jadraque (21-19), los términos intermedios de la **Unidad terminal** reposan mediante discordancia angular sobre la Unidad basal margo yesífera. Los términos superiores a la Unidad terminal o Piedemonte de Somosierra son más extensivos hacia los bordes y se sitúan indiferentemente sobre dichos términos inferiores y sobre las **Unidades detrítica superior, detrítica inferior, y basal**, o sobre Cretácico, Pérmico, Triásico o Paleozoico, a partir de una discordancia que, en esta situación marginal de la cuenca, tiene carácter angular, mientras que, hacia el centro de la misma, se resuelve en interrupción y paraconformidad (Hojas de Marchamalo 20-20 y Algete 20-21).

JUNCO y CALVO (o.c.), apoyándose en criterios de autores anteriores y datos propios, establecen la existencia de una serie de rupturas sedimentarias, a nivel de Cuenca, que delimitan tres unidades tectosedimentarias en el Mioceno (fig. 1), y coinciden bastante con las definidas por GARRIDO *et al.*, (oo.cc.). Estas unidades abarcan la totalidad de la Unidad terminal de DIAZ MOLINA (oo.cc.).

Las unidades cartográficas de naturaleza detrítica, separadas en la Hoja pertenecen a dos grandes sistemas deposicionales de distinta procedencia cuya relación con las litofacies de JUNCO y CALVO es como sigue:

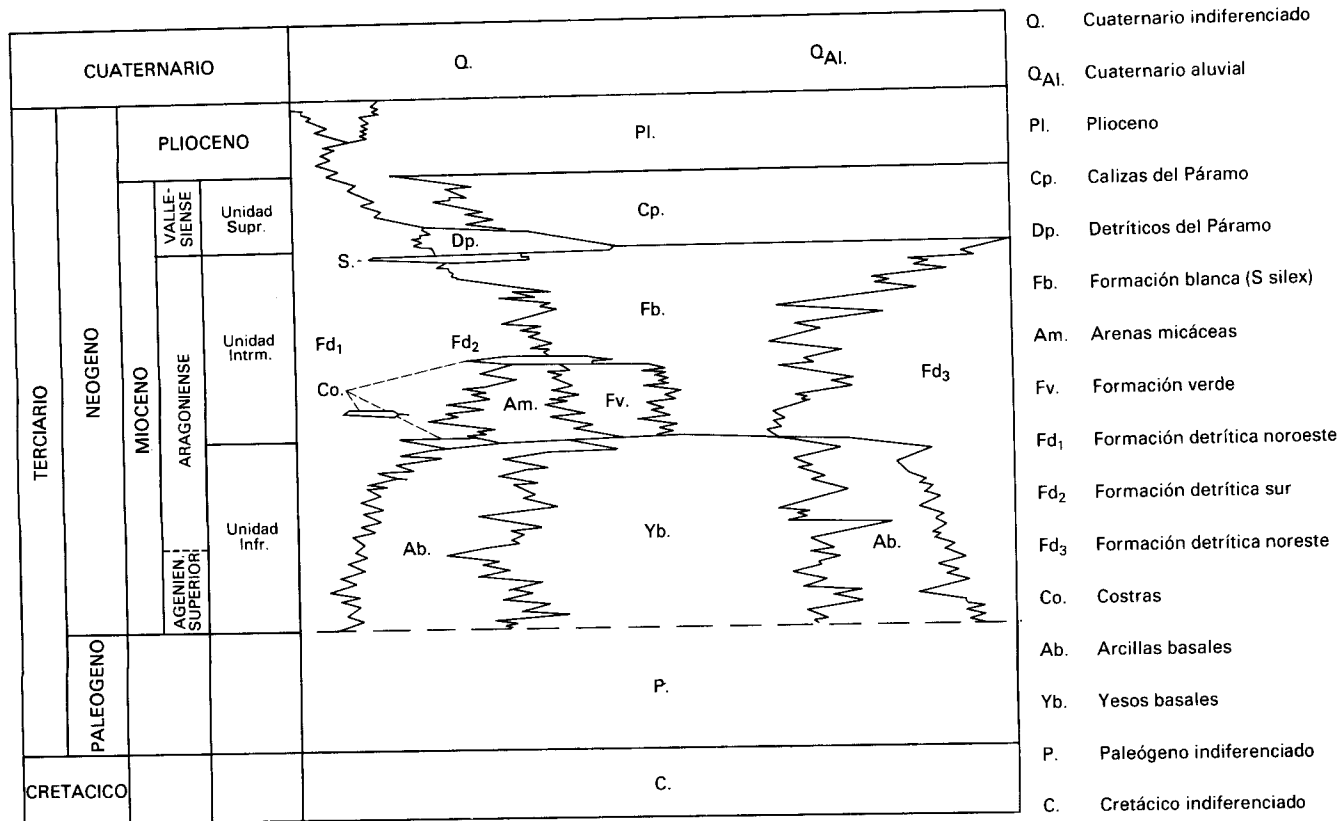
- Procedencia del NNE y N: Unidades 6, 7 y 8 (Fd₃) y 9 (Fb)
- Procedencia del NNO y NO: Unidades 1, 2, 3 y 4 (Fd₃)

Los detríticos de la red fluvial intramiocena (10) son la unidad Dp y las calizas 11 la Cp. y constituyen la Unidad superior de los citados autores. La Unidad 5 se correlaciona con el "Plioceno" (Pl.).

1.1.1. **Arcosas y fangos arcósicos. Arcosas blancas (1). Arenas, limos rojizos (2). Mioceno medio.** (Orleaniense-Astaraciense)

Los afloramientos ocupan gran parte de la superficie de la Hoja sobre todo en el noroeste, en los términos de Fuente el Saz de Jarama y Algete. Forman dos amplias bandas en los márgenes del río Torote y del arroyo Camarmilla hacia el centro de la Hoja, siendo su mayor volumen de afloramiento en el cuadrante suroeste de la Hoja en la zona de Ajalvir y Daganzo de Arriba.

Representan los términos intermedios de la **Unidad Terminal** y como se ha indicado anteriormente se sitúa entre dos paraconformidades.



El espesor máximo, deducido de la cartografía, debe ser de unos 120 metros, aunque en las zonas de borde llega a alcanzar los 170 m.

Esta unidad está constituida por una alternancia irregular de arenas arcósicas, blanquecinas y fangos arcósicos rojos.

Para su estudio se ha realizado el corte del Arroyo de Torote.

Se pueden diferenciar cuatro tipos de litologías fundamentales, las cuales se alternan y cambian lateralmente en la horizontal y en la vertical.

Arenas finas. Son más abundantes en la parte inferior de la formación aunque también están presentes en la mitad superior, forman bancos cuyos espesores oscilan entre 1 m y 5 m con una geometría tabular, o bien pueden presentar ligeras incisiones de erosión en su base. Desde el punto de vista petrográfico, la característica común de las arenas y areniscas de esta unidad es su composición rica en feldespatos. La proporción de los mismos varía entre el 15% y 20% de feldespato potásico y entre 10% y 20% de plagioclasa que se encuentran desde ligeramente recrystalizados a muy transformados en sericita y productos arcillosos. La proporción de granos de cuarzo varía entre el 15% y el 50% de unos puntos a otros, según la relación entre matriz y/o cemento. Completa la fracción una proporción muy variable de micas, destacando biotita, moscovita y clorita, en fase de alteración y la presencia como accesorios de circón, turmalina, apatito y estauroлита.

En los niveles inferiores, los granos detríticos de tamaño arena fina a media, son subangulosos y están débilmente tramados por una matriz arcillosa micro a cripto-cristalina hasta un 10% y algunos granos presentan pequeños revestimientos de calcita (5%) como cemento incipiente. Son arenas y areniscas muy friables.

En los niveles intermedios, los granos que son de tamaño de arena fina a limolítica, también subangulosos, están cementados por dolomicrita finamente recrystalizada que alcanza hasta casi el 50% del total de la roca.

Parte de los feldespatos están parcial o totalmente sustituidos por carbonatos. Se producen microbandas irregulares de recrystalización gruesa de la dolomía a modo de **costras** subparalelas resultando así estas areniscas bien cementadas.

En los tramos superiores, los granos también de tamaño arena fina-limo grueso, subangulosos, están sueltos o débilmente trabados por una matriz arcillosa (20%) micro a criptocristalina, probablemente caolinítica, que es una epimatriz formada a partir de una alteración diagenética de feldespatos y micas.

Presentan tres tipos de facies: masivas, masivas con cantos blandos y con estructuras sedimentarias, las arenas finas masivas son las más abundantes; no obstante el hecho de que se observan ocasionalmente láminas de estratificación cruzada de gran escala y los indicios de procesos edáficos que existen en gran parte de la unidad, son datos que pueden servir de base para pensar que las estructuras sedimentarias no se han preservado. Por otra parte la

buena clasificación del sedimento y la ausencia de arcillas estarían de acuerdo con la hipótesis anterior.

Las arenas finas masivas con cantos blancos son relativamente abundantes, los cantos blandos son de margas grises, son angulosos y se presentan dispersos en el sedimento. Por su composición parecen provenir de la cuenca.

Las facies con estructuras son relativamente escasas, la estructura dominante es la estratificación cruzada de *ripples*, a veces con láminas de decantación (posiblemente *climbing ripples*). La geometría de estos *ripples* no se observa bien en los afloramientos que normalmente están bastante cubiertos lo cual dificulta su estudio estratigráfico y sedimentológico.

Limos. Son las facies volumétricamente más abundantes, alcanzan espesores de más de 12 m solo interrumpidos por niveles o nódulos de carbonatos. El tránsito entre arena-limo es neto.

Carbonatos. Estos se presentan en nódulos o en niveles, que cementan un sustrato arenoso o limoso.

Los nódulos se concentran en horizontes estratigráficos en el interior de los tramos superiores. A veces encontramos alternancias de nódulos y nivelitos de carbonatos.

Los niveles de carbonatos llegan a alcanzar espesores de 1 m y aparecen a lo largo de toda la sucesión vertical. A veces los encontramos a techo de los cuerpos tabulares de arena y con frecuencia intercalados en los limos de toda la unidad. Normalmente presentan estructuras acintadas.

Arcillas. Son minoritarias a veces se encuentran sobre todo en la parte superior de la serie y con unos espesores no superiores a los 60 cm. Son arcillas compactas de color blanco y posiblemente de neoformación.

En la zona más oriental de estas facies y a partir aproximadamente del Arroyo del Torote, presentan unas intercalaciones de arenas gris-verdosas y lutitas rojizas que parecen corresponder a indentaciones de los sedimentos que constityen la denominada Unidad Alcalá, y que se han cartografiado con el número 2.

Las arenas tiene un tamaño de grano de medio a grueso, subanguloso a subredondeado y están constituidas por cuarzo (35 %-50 %), feldespatos (25 %-55 %), fragmentos de rocas metamórficas (5 %-10 %) y una proporción variable de micas, destacando la biotita como más abundante, como accesorios se presentan la turmalina, circón y estaurolita. La naturaleza del cemento en unos casos es yesífera y en otros existe un cemento calcítico, a veces una matriz arcilloso-micácea.

Suelen presentarse en cuerpos tabulares con espesores inferiores a 1 m, sin observarse ninguna estructura bien definida debido a la mala calidad de los afloramientos.

Las intercalaciones limosas son bastante abundantes, forman niveles desde pocos centímetros a 2 metros, son masivas y con frecuencia presentan nódulos carbonatados.

Todas las características de estos elementos parecen corresponder a la zona distal de un sistema deposicional de textura fina, de paso ya a un ambiente de depósito palustre con evolución al techo, o localmente, a condiciones lacustres como se ha observado en algunas muestras que han resultado ser dismicritas grumosas, con 10% de granos de cuarzo, tamaño arena fina, cuya textura irregular de grumos y zonas recrystalizadas aparecen debidas a acciones algáceas más que a acción edáfica. Por otro lado el cemento dolomítico de las areniscas también podía estar en relación con una variación lateral de ambientes de sedimentación evaporíticos.

La edad de esta unidad se da por correlación estratigráfica con niveles equivalentes que más hacia el oeste en la Hoja colindante 19-22 (Madrid) contienen en su techo el yacimiento de Paracuellos del Jarama pertenecientes a la zona MN6 o Astaraciense inferior.

1.1.2. Lutitas y arenas arcóscas ocreas. Dolomías con sílex (3). Mioceno medio. (Orleaniense-Astaraciense)

Afloran en el extremo más suroccidental de la Hoja y constituyen el tramo superior de la facies de margas verdes que forma la parte inferior de la serie estratigráfica de Paracuellos de Jarama.

En los alrededores de esta localidad y formando la margen izquierda del río Jarama, existe una alternancia de limos, arcillas, arenas, margas y dolomías con sílex con un espesor de 90-100 m.

Es elevado el porcentaje de niveles constituidos fundamentalmente por fracciones finas aunque también existen bastantes sedimentos arenosos.

Los tramos más arenosos dan contenidos en cuarzo de (30%-35%), feldespatos (15%-25%) el resto está constituido por mica (biotita), carbonatos y algunos minerales accesorios como turmalina. Granulométricamente su mayor porcentaje, (60%), se encuentra en los tamaños arena fina a media.

En los niveles detríticos más finos los minerales que, se presentan en las arcillas trioctaédricas fundamentalmente son illita entre un (10%-20%), montmorillonita (65%-75%) y la caolinita que aparece como mineral asociado a las dos anteriores pero en porcentajes que no superan al 10%. La illita se presenta con bastante buena cristalinidad frecuentemente aparece también la sepiolita sobre todo en la parte más meridional de este sector y debido a su proximidad con las facies de transición. También en relación con las dolomías con sílex existen a veces sepiolitas casi puras.

Las dolomías alternantes con los demás sedimentos se presentan en bancos del orden métrico y frecuentemente con estructuras prismáticas verticales que se interpretan como el resultado de procesos edáficos.

El sílex se presenta en las dolomías en forma de nódulos a veces bastante voluminosos y también formando una especie de caparzones silíceos sobre la dolomía, estos nódulos están

presentes también en algunos niveles de margas y arcillas.

En conjunto esta unidad puede interpretarse como facies distales pertenecientes a un sistema deposicional de abanico con transición a ambiente de playa carbonatada o salina.

1.1.3. Arenas arcósicas de la Facies Madrid (4). Mioceno medio (Orleaniense-Astariense)

Esta unidad como la anterior aflora en el sector más suroccidental de la Hoja, en las proximidades de Paracuellos de Jarama formando un contraste de color claro con la serie ocre (3) sobre la que se apoya discordantemente.

Tiene un espesor aproximado de 70 m constituidos por una superposición de arenas arcósicas entre las que se intercalan algunos niveles arcillosos. Las arenas arrojan una composición de cuarzo (30%-45%), feldespato potásico (20%-40%), plagioclasas (10%-15%), micas entre las que predomina la biotita que oscila entre (5%-10%) y moscovita, presentan una matriz de composición sericítica o bien de sericita-caolinita y a veces una cementación parcial de carbonatos.

La composición de los niveles arcillosos es fundamentalmente de montmorillonita (50%-60%), illita (30%-40%) y caolinita que llega a veces hasta un 15%.

Esta unidad arcósica está formada por una superposición de secuencias granoclasificadas: gravas o arena gruesa que pasan respectivamente a arena gruesa o a arena media. Se conservan escasas secuencias completas en las que el tramo superior son limos arcillosos. Los cuerpos son por lo general tabulares, con contacto inferior neto o bien canalizados. Las unidades tienen un espesor de 0,40 m hacia la base y de 1,50 m hacia el techo.

Las características mineralógicas de estos sedimentos son perfectamente compatibles con un origen derivado íntegramente de rocas graníticas y de alto grado de metamorfismo (escasas). Cabe suponer que las alteraciones de la roca madre durante el Mioceno dieron lugar a la arenización de los granitos y localmente a la formación de suelos fundamentalmente montmorilloníticos desarrollados posiblemente debido a un lavado deficiente, consecuencia de la relativa aridez que de forma progresiva afecta a la Península Ibérica en el Mioceno. Por lo tanto este lavado no originó una meteorización intensa sobre el granito como lo demuestra la presencia de biotita y plagioclasas en estos depósitos, aunque la comparación entre estos sedimentos y su roca madre arroja una pérdida significativa de biotita y plagioclasas desde los granitos a las arcosas. La presencia de sericita-caolinita es debida a diagénesis de plagioclasas en condiciones similares a un clima medianamente húmedo en el que las lluvias de carácter estacional alternan con períodos de extrema sequedad, originándose así en el área fuente degradaciones de las micas y probablemente también de los feldespatos que condujeron fundamentalmente a la formación de esmectitas.

En estas condiciones llegaban a la cuenca sedimentaria importantes avalanchas de sedimentos detríticos mal clasificados junto con grandes cantidades de montmorillonita e illita y en menor proporción caolinita que se deposita preferentemente en zonas más distales.

Por otra parte existen algunos niveles cementados parcialmente por carbonatos.

Así se pueden interpretar estos sedimentos como facies medio distales de abanicos aluviales depositados en régimen de clima semiárido con estaciones húmedas.

La edad de esta formación, se deduce a partir del yacimiento de Paracuellos del Jarama situado en estos sedimentos en el que se han encontrado: *Hispanotherium*, *Anchiterium*, *Lagopsis*, y *Armantomys* lo que nos sitúa en el Mioceno medio-Astaraciense-posible zona MN6.

1.1.4. Conglomerados, areniscas, arenas y limos (6). Conglomerados (7). Arenas, limos, margas y carbonatos (8). Mioceno medio (Orleaniense-Astaraciense)

Afloran en el sector sureste de la Hoja, ocupando una amplia banda que corre paralela a la carretera Nacional II (Madrid-Barcelona) entre los kilómetros 34 y 53 y en la margen izquierda del río Henares. Para su estudio se ha levantado una columna en las proximidades de los Santos de la Humosa, donde se observa una potencia de 200 metros.

Esta unidad presenta una gran variedad de litologías: conglomerados, areniscas y arenas, formando canales o en cuerpos tabulares con espesores de orden métrico (1-3 m), limos masivos, margas y carbonatos, estratificados y en nódulos. Aunque no existen niveles de yeso, es frecuente el cemento de esta composición en los conglomerados y areniscas, y se presentan también en forma de cristales, en las arenas, arcillas y margas, a veces en una gran proporción.

Conglomerados, areniscas y arenas. Desde el punto de vista petrográfico predominan las areniscas de grano grueso, subanguloso-subredondeado, formados por cuarzo (30%-55%), feldespato potásico (15%-25%), plagioclasas (10%-20%) y fragmentos de rocas metamórficas esquistosas (5%-15%), láminas de biotita (dominante), moscovita y clorita (0%-5%) y cemento de yeso en grandes cristales poikilotópicos. Como minerales accesorios: circón, turmalina, opacos y abundante estauroлита.

A veces en lugar de cemento encontramos una matriz arcillosa micácea parda similar a la de las Arcosas naranjas; ocurre así en algunos términos inferiores de la serie.

Otras veces sobre todo en tramos intermedios lo que existe es un cemento calcítico, en forma de mosaico alotriomorfo y heterogranular con crecimiento centrípeto hacia el centro de los espacios intergranulares. En estos términos los carbonatos son dolomicrocíticos finos irregularmente recrystalizados con algunos detríticos y existen conjuntamente niveles subparalelos irregulares de yeso en monocristales con la misma orientación óptica.

Estas rocas por su composición se clasifican como arcosas líticas. La proporción (5%-15%) de fragmentos de rocas esquistosas, las diferencian claramente de las areniscas de las series arcóscicas.

Por otra parte son correlacionables por cartografía y por edad con las areniscas arcóscicas de

la facies Arcosas blancas (2), con lo cual existirá posiblemente un cambio de facies lateral difícilmente visible debido al gran volumen de recubrimiento de terrazas desarrolladas por el río Henares en esta zona.

Se presentan en cuerpos canalizados o tabulares. Los cuerpos tabulares se encuentran en los tramos más inferiores de la serie aunque esporádicamente se presentan también en los tramos intermedios, y coexisten además con ellos cuerpos canalizados y se observa una tendencia a la agrupación de ambas geometrías. Los cuerpos tabulares presentan variaciones texturales comprendidas entre la arena fina y la arena gruesa, sus espesores son muy variables y normalmente no se observan las estructuras sedimentarias, en parte debido al cemento de yeso. A veces existen secuencias estratónómicas del tipo *thickening-upward*, pero por regla general no se observa ninguna tendencia.

Los cuerpos canalizados son sobre todo característicos de los tramos intermedios y superiores.

Por la geometría del relleno de los paleocanales, la mayor parte de estos cuerpos pueden interpretarse como relleno de canales de baja sinuosidad, solo en un ejemplo de un tramo intermedio se ha observado una acreción lateral que puede ser referida a la migración de un arco de meandro.

La cementación de los diferentes niveles es muy irregular, en el mismo tramo se encuentran sedimentos sin ninguna cementación u otros que están muy cementados por yeso.

Limos. Están presentes a lo largo de toda la serie, alternándose, con los cuerpos formados por los terrígenos más groseros, las margas y los niveles de carbonatos. Su contacto inferior es neto con las margas y niveles de carbonatos, pero gradual con las facies más gruesas, tanto si están canalizadas como si tienen geometría tabular. Son masivos y en su interior con frecuencia se encuentra nódulos de carbonatos sobre todo en los tramos intermedios.

Margas. Aparecen en los tramos intermedios y superiores son de color verde o blancas. Como característica general presentan cristales de yeso que a veces van acompañados de nódulos de carbonatos.

Carbonatos. Se presentan de dos tipos, en nódulos y estratificados. Los nódulos de carbonato se han formado en el interior de cualquier litología. Se encuentran a partir de la mitad de la serie hasta el techo y su aparición coincide también con la de los niveles de carbonatos estratificados. Estos alcanzan espesores de 3 m pero son más frecuentes los de escasos decímetros. Entre los nódulos y los niveles continuos existe toda una transición, que pasa por niveles de escasa continuidad lateral.

Las estructuras que presentan estos carbonatos son la prismática nodulosa y acintada, y parecen estar relacionados, en parte, con procesos edáficos.

Dentro de esta unidad existe una banda de conglomerados sobre la cota 700 m aproximadamente que se pueden seguir con claridad desde el borde este de la Hoja, en el barranco de

Los Mojones hasta la carretera que parte de la Nacional II hacia Chiloeches. Están representados en la cartografía con el número 7.

Este nivel conglomerático con espesor de 2 a 3 metros está constituido por cantos de cuarcita y caliza en su mayor parte, en una matriz de arena fina a media y a veces cementados por carbonato.

El tramo superior (8) de aproximadamente 100 metros de espesor se ha diferenciado en la cartografía por una mayor profusión de cuerpos arenosos canalizados con espesores que oscilan entre 1 y 3 m con una textura de arenas finas y a veces gravas que se encuentran situadas hacia la base de algún canal y que pueden estar constituidas por fragmentos rodados de los mismo nódulos de carbonatos que aparecen en la columna.

La única estructura que se ha identificado es la estratificación cruzada de *ripples*.

Este tramo superior, litológicamente, está caracterizado por la presencia en su base de conglomerados, areniscas, limos y carbonatos en nódulos o en niveles potentes que tienen una relativa continuidad lateral con estructuras prismáticas y/o nodulosas.

En la parte intermedia y hacia el techo se localiza esa gran abundancia de facies canalizadas formando una sucesión de secuencias de arena fina-media y limos donde ambos términos contienen cristales de yeso.

Esporádicamente se intercalan margas en las que alternan niveles con cristales lenticulares de yeso y otros con concreciones calcáreas.

Todo este conjunto de facies parece corresponder a la zona distal de un sistema deposicional y aunque faltaría el desarrollo de las facies químicas existen algunos criterios como por ejemplo, en las areniscas de estas facies, además del grado de redondeamiento mayor de los granos que en las facies arcóscas, se aprecia orientación paralela de los granos (sobre todo en las micas) lo que supone un depósito ordenado. El cemento de yeso, cristalino poikilotópico, se produce en la recristalización diagenética de yeso primario o bien puede ser un producto de relleno de espacios intergranulares de las areniscas por circulación de aguas yesíferas. El cemento calcítico observado en algunos niveles es un cemento formado en espacios intergranulares vacíos por disolución del cemento de yeso. La intercalación de microdolomías con sulfatos parece apoyar la hipótesis de yesos diagenéticos por recristalización de yeso primario.

Así los depósitos de los detríticos terrígenos se habrían producido en un ambiente evaporítico.

Dentro de estas facies, hay la posibilidad de que existan materiales pertenecientes a dos sistemas deposicionales con aportes procedentes de diferentes áreas madres, pero bastante semejantes litológicamente, con lo que podría existir una discordancia dentro de ellas. No se observa ninguna variación brusca en la litología ni ningún indicio de discordancia angular.

En cuanto a la edad de esta unidad se ha deducido a partir de los yacimientos de reptiles y macromamíferos de Henares I y Henares II, en los que se han encontrado: Henares I: reptiles: *Testudo (Geochelone) bolivari*, mamíferos: *Soricidae* indet., *Lagopsis* sp., *Megacricetodon* sp. Es una fauna atípica formada sobre todo por una gran acumulación de tortugas. El gran *Megacricetodon* sugiere una edad asturciense, pero es un material muy escaso y podría tratarse de un ejemplar grande en una población de *M. collongensis*, propia del Orleaniense. Henares II: peces ciprinidos. Anfibios indet. Mamíferos: *Mastodonte* indet., *Cainotherium* sp., *Armantomys* sp., *Megacricetodon collongensis*, *Heteroxerus* sp., *Soricidae* indet., *Galeryx* sp., *Lagopsis* cf. *peñai*, *Prolagus* sp.

La edad de esta asociación corresponde al Mioceno medio, como lo demuestra la asociación *Mastodonte-Armantomys* que es solo posible en el Aragoniense medio-superior. El hamster *M. collongensis* se encuentra sobre todo en la parte alta del Aragoniense medio (zona MN 4 o MN 5).

1.1.5. **Margas blancas yesíferas y arcillas grises (9). Mioceno medio-superior.** (Aragoniense superior-Vallesiense inferior)

Afloran en una estrecha banda en el extremo sureste de la Hoja que va desde los Santos de la Humosa hasta el vértice Tocón (928 m).

El espesor de esta unidad es de 20 a 25 metros y se estudia en la parte superior del corte de los Santos de la Humosa.

Son de color blanco y verde y como característica general presentan cristales de yeso que a veces van acompañados de nódulos de carbonatos presentándose de manera alternante.

Las arcillas no son demasiado frecuentes a lo largo de toda la sucesión solo se encuentran en los términos más superiores de la unidad terminal formando niveles que a veces llegan a superar los 10 m de espesor, son de color gris oscuro y tienen cristales de yeso individuales con hábito lenticular y también en agregados (rosas del desierto).

Suelen presentarse a veces nódulos de carbonatos, tanto en las arcillas como en las margas.

Estas facies a escala de la cuenca presentan una gran variedad litológica, así en zonas próximas, se encuentran canales de espesor variable rellenos de arenas de grano fino a medio y a veces yeso detrítico.

En otras zonas son alternancias de calizas y margas, calizas homogéneas y calizas nodulosas con potencias comprendidas entre 0,30 a 1 m.

En conjunto se pueden interpretar como facies distales del aparato deposicional que dió origen a los términos más inferiores aunque es posible que esta facies está asociada a más de un sistema deposicional.

La edad de esta unidad está acotada por la existencia de yacimientos del límite aragoniense-vallesiense muy próximos a su base y por la edad vallesiense (quizás también tuoliense) de

las unidades de los Páramos. Por ello esta unidad debe quedar incluida en el Astaraciense superior-Vallesiense inferior.

1.1.6. Areniscas, conglomerados y arcillas (10). Mioceno superior (Vallesiense)

Estos sedimentos detríticos constituyen la denominada **Red fluvial intramiocena** que se sitúa debajo de las Calizas lacustres de los páramos.

Aflora en el extremo sureste de la Hoja formando una banda de tonos ocre rojizos que resaltan sobre el color blanco de las margas yesíferas y arcillas sobre las que se apoyan.

Regionalmente han sido estudiados con anterioridad por CAPOTE y CARRO (1968) y ASENSIO AMOR y GONZALEZ MARTIN (1977), de donde se deduce la existencia de dos bandas de conglomerados: una occidental que pasa por Alcalá de Henares y Arganda en dirección a Chinchón y otra oriental que se puede seguir desde Alhóndiga hasta las inmediaciones de Brea de Tajo.

En los alrededores de Arganda se presentan estos conglomerados con un espesor de 30-35 m, en una matriz de arenas arcósicas a veces con estratificación cruzada y algunos cantos de caliza hacia la base, en general poco seleccionados y con un aspecto claramente fluvial.

Al sur en Chinchón están los conglomerados bien representados mientras que en el borde norte de la Mesa de Ocaña predominan arenas arcósicas de poco espesor y hacia Villarrubia de Santiago pasan a ser areniscas y conglomerados.

Hacia el este se encuentran bajo las calizas de los páramos arenas arcósicas y arenas con intercalaciones de arcillas, localmente existen zonas donde la serie se hace algo más compleja; así, en Villarejo de Salvanés, aparecen en la base intercalaciones de arcillas y nivelillos finos de calizas con abundantes gasterópodos, con un espesor global que no supera los 10 m.

En cuanto a su aspecto exterior los conglomerados pueden presentar cantos consolidados por un cemento calcáreo; cantos en disposición caótica envueltos en una matriz arcillosa de tonalidad más o menos rojiza con ausencia o débil presencia de carbonatos, o bien cantos envueltos en una matriz fundamentalmente arenosa sin ninguna cementación.

En la Hoja de Algete se han estudiado al microscopio y han revelado una composición de: cuarzo (25%-30%), feldespato potásico (20%-25%), feldespatos calcosódicos (5%), fragmentos de rocas metamórficas (10%-15%), cemento calcáreo (3%) y mica negra (1-5%) presentando como accesorios turmalina, estaurolita, sillimanita y granate.

Los estudios realizados por ASENSIO AMOR y GONZALEZ MARTIN (1977), las dos bandas de conglomerados revelan una composición litológica global bastante homogénea, con predominio de materiales silíceos (cuarcita y cuarzo) y en la banda oriental se incluyen además calizas (calizas oolíticas del Jurásico según CAPOTE y CARRO 1968). Como diferencia fundamental entre las litologías de una y otra banda, también existen cantos de granito de hasta 6 cm y pizarras. Sus espectros litológicos muestran que los elementos superiores a 6 cm están

constituidos principalmente por cuarcitas y las calizas son relativamente raras y sólo están presentes en los tamaños gravas; análogamente les ocurre a los cuarzos aunque se presentan con más frecuencia.

En los estudios granulométricos que realizan estos autores, las dos bandas de conglomerados presentan una homometría más o menos marcada con altos porcentajes en las fracciones menores a 6 cm, rareza de cantos superiores a los 8 cm y relativo débil grosor de los materiales detríticos.

En cuanto a la dinámica de los cantos presentan desgastes relativamente altos y disimetría débil que indican accionamiento fluvial intenso, no torrencial, sin fragmentaciones en el curso del transporte, régimen hidrodinámico elevado y continuo sin grandes contrastes.

Los análisis morfométricos de cantos pertenecientes a estas dos acumulaciones manifiestan también la formación de depósitos en medio fluvial sin fuertes contrastes sobre un material probablemente seleccionado en el transcurso del transporte y con apenas modificaciones posteriores a la formación de los depósitos.

En cuanto a la fracción arena las curvas acumulativas de ambos depósitos muestran una mediana selección del material y es relativamente abundante la presencia de arenas muy finas y fracciones menores de 60μ lo que indican condiciones favorables a la acumulación.

Estas bandas de conglomerados parecen constituir paleocauces miocenos. Después de la sedimentación de las Facies Blancas se produjo un periodo erosivo durante el cual se instaló un red fluvial bien definida que desaguaba hacia el sur, CAPOTE y CARRO (1968). La arteria principal procede de Somosierra como lo indica la abundancia de cantos de cuarcita y la presencia de pizarras en algunos de sus afluentes. Esta arteria sería en parte también de desagüe a la sierra de Guadarrama como lo indica el carácter arcósico de las arenas y la presencia de cantos de granito. Los cantos de calizas mesozoicas indican la existencia de algunos afluentes procedentes de la Sierra de Altomira.

La existencia de algunos paleocauces existentes en las inmediaciones de la localidad de Huerta de Valdecarábanos indican que también existen afluentes procedentes de los Montes de Toledo.

Los nivelillos de calizas lacustres hacen pensar en que además de un sistema fluvial bien definido debió existir en estas regiones un régimen de encharcamiento local. Posteriormente se generalizaría un régimen lacustre instalándose las Calizas de los páramos.

Se datan como Vallesiense (probablemente inferior) en base a la cronología de la unidad infrayacente y a la presencia del hiénido *Proctictytherium crassum* (yacimiento de Torija, Hoja 21-20: Brihuega) que no ha sido nunca citado en el Vallesiense superior y Turolense.

1.1.7 Caliza del Páramo y costra pliocena (11). Mioceno superior y Plioceno

Afloran en el extremo más sureste de la Hoja ocupando parte de los términos de Guadalajara,

Santorcaz, Pozo y los Santos de la Humosa, forman un resalte morfológico muy marcado sobre los materiales detríticos en los que se apoyan, coronando la denominada Facies Blanca.

Su espesor oscila entre 20 y 30 metros y son en general biomicritas o micritas fosilíferas.

Según los estudios petrográficos realizados sobre muestras obtenidas en la cantera de los Santos de la Humosa su composición es de, micrita (70%-90%), esparita no existe en algunas muestras y en otras llega a constituir el 30%, también presentan un cierto contenido en sílice que va desde trazas hasta un 10%, suele presentarse en granos más o menos rodados como cuarzo detrítico o bajo forma de calcedonia llenando cavidades amigdaloides con formas esferolíticas y radiales o en agregados finísimos microcristalinos posiblemente de origen orgánico. Algunos cuarzos se presentan en formas lenticulares al parecer por sustitución isomórfica de yeso.

Estas calizas presentan por lo general abundancia de recristalizaciones irregulares muy finas posiblemente debidas a una acusada acción algácea. Tienen una matriz de tendencia grumoso-peletoide.

Algunas micritas fosilíferas presentan gran cantidad de restos orgánicos muchas veces difíciles de identificar entre los que se encuentran gasterópodos, ostrácodos; los restos orgánicos vegetales están constituidos por algas caráceas. Algunas veces estas calizas llegan a constituirse en biolitos de algas, también existen en la zona o sus proximidades, pelmicritas, dismicritas y a veces microesparitas en un orden mucho menor de abundancia que los anteriores.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1924) y ROYO GOMEZ (1929) consideraban que la Calizas del Páramo se habían formado en un ambiente lacustre, CAPOTE y CARRO (1971) sostienen la misma opinión y SAN JOSE (1975) indica que se habría formado en interfluvios pantanosos teniendo naturaleza lacustre y tobácea. PEREZ GONZALEZ (1979, 1982) establece la sucesión de eventos sedimentarios, kársticos y erosivos que suceden al depósito de las Calizas de los páramos.

BUSTILLO (1980) hace un estudio detallado de las diferentes facies que posee la Caliza del Páramo, en el sector situado al sur, en la zona de Alcalá de Henares y Camporreal. Distingue calizas homogéneas (micritas, microesparitas o pseudoesparitas), calizas grumelares (calizas con textura grumelar debida a gravels micríticos), calizas fosilíferas (biomicrita con algas, gasterópodos y ostrácodos), calizas brechoideas (con clastos de otros tipos de calizas), calizas oncolíticas, calizas tobáceas (con facies estromatolíticas y de musgos) y calizas karstificadas. Estas facies se depositan en medios subacuáticos tranquilos, lacustres, zonas pantanosas en desecación, medios palustres con brechificación litoral-lacustre y zonas pantanosas, respectivamente.

Todas estas facies están presentes en la Hoja, aunque no puede establecerse una evolución lateral y/o vertical, dada la variabilidad de las mismas.

PEREZ GONZALEZ (1982) realiza el perfil de la cantera de los Santos de la Humosa.

Sobre la caliza del Páramo deformada en suaves pliegues se desarrolla un proceso de karstificación con relleno de *terra rossa*, que está fosilizada en las depresiones sinclinales por costras clásticas rojas, con un espesor máximo de 6 metros.

Erosivamente sobre cualquiera de los términos anteriores se sitúa una costra caliza laminar bandeada de hasta 1 metro de espesor máximo. Tiene una estructura gruesa con láminas de 3 a 10 cm y consistencia dura a ligeramente dura. Internamente tiene una alternancia bandeada de limos carbonatados rosas con clastitos calcáreos y carbonatos blancos. Ambos contienen restos procedentes de la erosión de la *terra rossa* inferior.

En otros sectores la costra laminar se sitúa directamente sobre las Calizas del Páramo. Las muestras estudiadas revelan que están formadas por cuarzo (5%), micrita (50%) y esparita (35%). La micrita está orientada por acción vegetal-edáfica. Pueden clasificarse como dismicritas y dismicritas estromatolíticas con algas cianofíceas.

La edad de la Caliza del Páramo está limitada a muro por la del yacimiento de Torija (Vallesiense, probablemente inferior) y a techo por la del karst de Algora (Turolense superior o Vientiense, zona MN 13). Su edad es pues Vallesiense-Turolense. Las costras laminares fosilizan todos los depósitos sedimentarios y productos de alteración kárstica del Rusciniense y Villafranquiense en toda la submeseta meridional y tienen una edad próxima al límite plio-pleistoceno.

Así las calizas lacustres pertenecen al Mioceno superior, mientras que las *terras rossas* y costras tienen una edad pliocena.

1.1.8. Arcosas gruesas y limos arenosos. Facies Naranja (5). Mioceno superior-Plioceno (?)

Afloran en la parte superior de la Hoja, ocupando gran parte del cuadrante noroeste, en los alrededores de Cobeña, Algete y Alapardo.

Esta unidad está constituida por una alternancia de areniscas de grano medio a grueso, arenas gruesas o gravas finas, con cantos limo arenosos.

Para su estudio, solo se ha podido levantar una columna de 20 m en un afloramiento parcialmente cubierto en el Cerro de la Cabeza, ya que esta unidad se encuentra casi siempre recubierta por depósitos cuaternarios (terrazas, raña, etc.) siendo sus afloramientos muy poco numerosos y de dimensiones reducidas lo cual dificulta su estudio estratigráfico y sedimentológico.

Dentro de la Hoja el espesor máximo que presenta esta unidad es de 80 m aunque en las zonas apicales este abanico arcósico llega a alcanzar una potencia de 190 m.

La composición petrográfica es bastante homogénea. Las arcosas de grano medio a grueso están formadas por granos subangulosos de cuarzo (15%-20%), micas, fundamentalmente biotita que llega al 15% en alguna muestra, y una matriz arcilloso-micácea, de tonos pardo-rojizos, que proviene de la alteración diagenética de feldespatos y micas, observándose

estados intermedios entre estos minerales relativamente finos y su alteración total a matriz. Como minerales accesorios se encuentran: turmalina, circón, rutilo y estauroлита.

Tanto los sedimentos de esta unidad como los pertenecientes a la facies de Arcosas blancas, se clasifican como arcosas por la composición de los granos. En unos y otros no se aprecia ninguna ordenación de los granos y mientras las **blancas** son de grano fino a limolitas, las **naranjas** tienen sus granos entre arena media y gruesa.

En ambos casos la morfoscopia de los granos es subangular, evidenciando un transporte corto sin rodamiento, o un medio relativamente viscoso.

La diferencia desde el punto de vista petrográfico entre estas dos unidades radica fundamentalmente en la composición de la matriz, que presumiblemente es diagenética en ambos casos. En las Arcosas Blancas, la matriz es muy poco cristalina, (micro a criptocristalina), referible a caolinita, mientras que las Arcosas naranjas, la matriz es cristalina, de tipo micáceo ferruginoso.

Esta diferencia en la matriz debe originarse por distintos procesos diagenéticos sufridos por los sedimentos arcóscicos que deben estar estrechamente relacionados con ambientes de edafización con formación de costras carbonatadas, en las Arcosas blancas y costras ferralíticas en las Arcosas naranjas.

La base de los terrígenos más groseros está canalizada y su paso a los limos es gradual. Las arenas son masivas y no se observan estructuras sedimentarias, los limos son también masivos en apariencia y destaca en ellos los colores *tacheté*. Desde el punto de vista sedimentológico no se puede realizar un estudio detallado de esta sucesión debido a la dificultad de observación en los afloramientos. Basándonos en la cartografía y las relaciones con otras unidades en Hojas colindantes se puede deducir que posiblemente los cuerpos canalizados forman parte de un sistema múltiple asociado a un abanico aluvial.

La observación de los distintos techos y muros de los cuerpos arenosos y limosos, el carácter general de estos depósitos así como el medio de sedimentación pueden explicar las diferencias en la matriz de ambas unidades. Puede que el proceso de **ferruginización** sea muy tardío en la diagénesis de las arcosas naranjas y esté en relación con una fase de **laterización** edáfica.

Esta unidad se correlaciona cartográficamente con los materiales pertenecientes a los Píedemontes de Somosierra aflorantes en las Hojas de Marchamalo (20-20), Valdepeñas de la Sierra (20-19) y Jadraque (21-19). En esta última se sitúa discordante sobre materiales del Vallesiense terminal (yacimiento de Arbancón). En Algete se sitúan bajo los niveles de la Raña del Plioceno superior. Se datan pues como Turolense (probable Vientiense)-Plioceno inferior.

1.1.9. Ortoconglomerados silíceos. Raña del Casar de Talamanca (12). Plioceno superior

Esta unidad morfoestratigráfica alcanza su mejor expresión en las Hojas vecinas al norte, de Marchamalo (20-20) y Valdepeñas de la Sierra (20-19).

En la Hoja está representada en la cuerda de Puntal de Horcamachos (821 m), entre Ribatejada y Zarzuela del Monte.

Este segmento del Piedemonte de la Raña al Sur de Somosierra se corresponde a la plataforma aluvial RJ₁ de PEREZ GONZALEZ y GALLARDO (1987), de procedencia valle del río Jarama. La ausencia de cortes dificulta la descripción de estos depósitos distales conservados de la Raña pero, su aspecto en superficie, es semejante a lo visto en otros puntos, gravas con aureolas de alteración de color rojo de composición cuarcítica principal en las fracciones más gruesas y mayor frecuencia, pero siempre en porcentajes bajos, de cuarzos en las clases de dimensiones menores. Por lo observado en cortes próximos al Casar de Talamanca, las facies conservadas son del código G de MIAL (1978) y probablemente de gravas estratificadas (Gt y Gp), su espesor no debe sobrepasar los 4-5 m. Los suelos son del tipo suelo rojo fersialítico con carbonataciones secundarias que son suelos que caracterizan meridionalmente a la plataforma RJ₁ (o plataforma de Villaseca de Uceda-El Casa de Talamanca) de la Raña de Somosierra.

1.2. CUATERNARIO

Los materiales más recientes, pleistocenos y holocenos, están ampliamente representados en extensión superficial, aunque con espesores reducidos si los comparamos con los de las series neógenas aflorantes.

Por su importancia destacan los depósitos aluviales dejados por las redes fluviales que drenan la Hoja y los depósitos de acumulación de los glaciares impuestos al pie del Páramo calizo de Alcalá de Henares. Los conos aluviales, coluviones y sedimentos de los fondos de dolina, son depósitos de mucha menor entidad, a pesar de que los coluviones tapizan casi todas las vertientes de enlace entre las terrazas.

1.2.1. Gravas poligénicas, arenas y limo-arcillas arenosas. Carbonataciones y costras calizas. Terrazas (13 a 30). Terrazas indiferenciadas (32). Pleistoceno

Los ríos mayores que recorren el territorio en estudio, río Henares, Torote, Camarmilla, Arroyo de Valseco del Monte y el río Jarama en el ángulo noroccidental de la Hoja, han construido a lo largo del Pleistoceno un sistema numeroso de terrazas, en particular el río Henares, en el cual se han cartografiado una veintena de terrazas entre +7-9 m y +210-212 m, con espesores máximos del orden de 5-6 m.

La textura y la composición litológica de las terrazas son semejantes, con pequeñas variaciones petrográficas de las cargas de gravas en función de las áreas de drenaje. Un factor común es la escasa presencia de facies arenosas. Las litofacies observadas son de gravas con estratificación horizontal (Gm) o planar (Gp) y no son infrecuentes estratificaciones cruzadas de surco (Gt). En los dos primeros casos se trata de barras y formas de lecho de canal y en el segundo de rellenos de paleocanales, a veces de dimensiones métricas.

Las gravas en todas las terrazas se acumulan en porcentajes superiores al 60% en la clase 2-8 cm, estando los centilos, medidos en el eje mayor, comprendidos entre 20 y 35 cm. La

naturaleza litológica de los depósitos es en las terrazas del valle del Henares de cuarcitas, cuarzos y calizas, desapareciendo estas últimas en las terrazas topográficamente superiores (PEREZ-GONZALEZ y ASENSIO AMOR, 1973). En el valle del Jarama acompañan a las cuarcitas y cuarzos los granitoides, y las pizarras son muy abundantes en los tamaños inferiores a los 2-3 cm.

Las litofacies arenosas (S) cuando están presentes son de textura de arena media a gruesa, con bajos valores porcentuales en limo + arcilla, inferiores al 3%, excepto cuando están afectadas por procesos de iluviación de arcilla edáfica, pudiendo en estos casos incrementarse los finos hasta el 15% o más, en función de su posición en el perfil.

Otra litofacies regularmente conservada a techo de los cortes, son las FI, de llanura de inundación. Su composición textural es de arena fina a muy fina, alrededor del 60%, y limo-arcillas del 30 al 40%. Pueden en apariencia ser masivas o presentar finas laminaciones o hiladas discontinuas de gravilla.

La composición mineralógica de las terrazas del Valle del Henares (PEREZ MATEOS y BENALLAS, 1963; ALEIXANDRE *et al.*, 1977) está caracterizada por la asociación de minerales pesados: estaurolita (23% al 67%), turmalina (4% al 28%) y grante (1% al 22%). En los ligeros el cuarzo (60% al 84%) es mayoritario, acompañado por el feldespato potásico (2% al 15%).

En el valle del Jarama la asociación de minerales pesados está compuestas por estaurolita (22%-46%)-granate (10%-45%)-sillimanita (7 %-23 %)-turmalina (7 %-15 %), y los ligeros por cuarzo (52% al 69%)-ortosa (5%-28%)-plagioclasa (8%-18%).

La secuencia de suelos mejor conocida es la del valle del Henares (VAUDOUR, 1979; GALLARDO *et al.*, 1987); resumiendo, se puede decir que las terrazas más bajas tienen un suelo pardo fersialítico y las medias y altas un suelo rojo fersialítico. Los horizontes cálcicos, de variada morfología consistencia y dureza, se encuentran desde las primeras terrazas originándose estos procesos de calcificación, carbonataciones difusas o masivas, nodulizaciones y costras calizas, como fases últimas de la evolución pedológica que comenzaría con la iluviación de la arcilla a la que seguiría la segregación de los sesquióxidos que son ya evidentes en las terrazas altas de campiña.

1.2.2. Gravas y bloques, principalmente calizos, arenas y arenas limo-arcillosas. Glacis (31). Pleistoceno

Estas formas con depósitos tienen su mejor desarrollo a lo largo de la margen izquierda del río Henares, al pie de la cuesta del Páramo calizo de La Alcarria. Se presentan fuertemente disectadas y erosionadas en superficie, sin embargo, pueden alcanzar importantes espesores de materiales. Algunos aspectos de estos glacis de acumulación han sido estudiados por GONZALEZ MARTIN y ASENSIO AMOR (1979). Los cortes vistos en campo, demuestran fuertes variaciones en cuanto a la composición textural y espesores de los sedimentos.

Las litofacies características de los segmentos medios y distales son del tipo G y S. Las litofacies G son barras de gravas soportadas, con cantos imbricados, formadas por elementos

calizos polimodales, subangulosos o subredondeados, que provienen del páramo carbonatado aunque también se reconocen, en bajas proporciones, otros elementos de litologías diversas, cuarcitas, cuarzos, pizarras, etc., que proceden del sustrato terciario inmediato infrayacente. Dentro de este conjunto de litofacies hay otras con estratificación cruzada de surco de relleno de canal (tipo Gt), que dan morfologías, en relieve invertido, de largas y tendidas cuerdas. Las litofacies del código S, se encuentran, regularmente, en las partes distales. Son arenas finas a medias, a veces con un componente fuerte en arenas gruesas, que contienen importantes porcentajes de limo-arcilla, en ocasiones del 25%. Las estructuras internas son de estratificación cruzada planar de bajo ángulo. A techo de todas estas litofacies pueden encontrarse preservadas litofacies F, limo-arcillosas ($> 60\%$) con arena muy fina y fina, de color pardo fuerte o rosado.

En las partes altas de los glaciares o en los restos adosados a la *cuesta*, hay masas de sedimentos pobre o nada estratificados y desgastados que, a diferencia de otros puntos medios y distales, tienen gruesos cantos calizos (tamaño medio más frecuente de 10-12 cm) y bloques mucho más abundantes, con ejes mayores hasta de 1 m. Estos son productos de deyección (*debris*) típicos de las zonas de raíz de estas formas.

Los espesores oscilan entre 0,50 y 12-15 m, alcanzando estas potencias máximas en el borde nororiental de la Hoja. Otro aspecto a resaltar es la carbonatación que afecta a estos depósitos, originando en ocasiones concentraciones continuas y profundas que dan una mayor coherencia y dureza a los materiales involucrados.

Los suelos son pardo calizos y no son significativos de la edad de los glaciares ya que la superficie al aire de los mismos ha sufrido una continua erosión hídrica laminar y concentrada en el pasado geológico y que inclusive persiste en la actualidad.

En la margen izquierda del río Jarama se han cartografiado también glaciares con depósitos (glaciares coluviales) cuyo origen hay que buscarlo en el desmantelamiento de las terrazas contiguas. Son gravas poligénicas de carácter silíceo, mal estructuradas y compactadas por una matriz arenosa-arcillosa roja por remoción de los horizontes argílicos de los suelos rojos de las terrazas. La potencia máxima es de 2 a 3 m.

1.2.3. Gravas poligénicas, arenas arcillosas y limos arcillo-arenosos. Conos aluviales (33), de deyección (37) y coluviones (38). Pleistoceno a Holoceno

Se han distinguido dos clases de conoides, unos con radios mayores de hasta 1 km o más, muy planos, de pendiente pequeña y conectados muy a menudo a antiguas redes con flujos de cierta entidad. Serían los conos o abanicos aluviales. Los otros, más pequeños, de mayor pendiente se relacionan con barrancos y torrenteras, luego estarían instalados al pie de vertientes de caída rápida. Se les denomina como conos de deyección.

Los primeros, por lo general, contienen sedimentos más gruesos, gravas poligénicas que provienen de las terrazas por erosión, y son de edad más antigua, Pleistoceno superior y medio, por su posición morfológica y por que además soportan suelos relativamente evolucionados pardo calizos o pardos fersialíticos.

Los más pequeños y modernos, holocenos, dependiendo de sus áreas de origen, pueden ser de composición fundamentalmente de gravas o de arenas; arenas limo-arcillosas y limos con cantos dispersos o en hiladas. Estos últimos son más frecuentes, por ejemplo, en la zona situada a lo largo de la ribera izquierda del río Henares. La potencia de los abanicos y conos de deyección se desconoce por ausencia de cortes, pero podría ser de varios metros en las áreas de ápice de los conos de mayor pendiente y de edad más joven.

Los coluviones (38) son unas formaciones superficiales recientes de débil espesor (< 1 m) que suelen tapizar todos los enlaces entre las distintas formas o relieves separados en la Hoja, pero apenas se les ha diferenciado para no enmascarar innecesariamente el sustrato. El origen de estos sedimentos es siempre local y, por lo tanto, sus materiales dependen de la calidad de los terrenos infrayacentes.

1.2.4. Limo-arcillas arenosas con cantos dispersos. Fondos superficiales de dolina (34). Holoceno

Limo-arcillas arenosas con cantos dispersos de caliza, cuarcita y algún sílex cubren los fondos de dolina y se ha observado que el espesor de estos depósitos están en relación con las condiciones de drenaje de las dolinas. De tal manera que cuando el drenaje es deficiente el espesor es mayor y los suelos son hidromorfos con concreciones de Fe-Mn, mientras que en aquellos fondos de disolución con drenaje mejor, la potencia es menor y la *terra rossa* subyacente está más próxima a la superficie.

La potencia de limo-arcillas arenosas con cantos dispersos es, en cualquier caso, inferior a 0,60-0,70 m y la *terra rossa*, que no aflora, podría alcanzar espesores mayores, quizás del orden de 2 a 4 m.

1.2.5. Gravas poligénicas, arenas y arenas limo-arcillosas. Fondos de valle (36) y llanuras de inundación (35). Gravas poligénicas y arenas. Barras aluviales (39). Holoceno

Estas formaciones superficiales recientes están relacionadas unas veces con ríos permanentes o semipermanentes (ríos Henares y Torote) y otras con arroyos y barrancos de funcionamiento episódico o temporal. En la cartografía se han asociado a los fondos de valle los lechos de sus cauces, mientras que se han separado las llanuras de inundación por su mejor expresión cartográfica, en el río Torote, el Camarmilla y el Henares y, en este último, incluso se han diferenciado las zonas de tracción activas actuales (39), formadas por barras de gravas poligénicas y algún bloque calizo mioceno.

Las facies de llanura de inundación, suelen tener una elevada proporción de limo + arcilla, máxima alrededor del 40%, y las arenas se acumulan en la fracción de arena muy fina y fina. Estas relaciones pueden no ser semejantes en aquellos fondos de valle (36) que conserven estas facies de acreción vertical, que presentan laminaciones y *ripples* y en ocasiones tienen aspecto masivo o están fuertemente bioturbadas. Espesor máximo de 1 a 2 m.

Los fondos de valle cuando son estrechos, su cartografía coincide prácticamente con el *talweg* que suele contener gravas o gravas y bloques, por ejemplo, en las torrenteras que inciden en la *cuesta* del Páramo calizo, en el borde SE de la Hoja.

2. TECTONICA

La disposición general de las capas en la Hoja de Algete es subhorizontal. Sin embargo, regionalmente, se observa una pendiente de la superficie del Páramo entre 4 y 6 por mil hacia el suroeste. A menor escala aparecen pliegues que afectan a las calizas de los páramos (PEREZ GONZALEZ, 1982) y a las series miocenas.

Las rupturas sedimentarias de orden mayor, presentes en toda la cuenca, deben relacionarse con eventos tectónicos e incluso climáticos. En este sentido las discontinuidades intraaragonesa y de la base del Vallesiense son consecuencia de movimientos de elevación de los marcos montañosos o áreas fuentes.

Durante el depósito de la unidad superior del Vallesiense-Turolense y durante el Plioceno se detecta actividad tectónica en la cuenca con creación de suaves estructuras, fracturas y pliegues de amplio radio. CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1978) describen la estructura de la región situada inmediatamente al este y sureste de la Hoja de Algete, entre ésta y la Sierra de Altomira. Elaboran un mapa de contornos estructurales cuyo *datum* es la base de la Caliza lacustre del Páramo en el que se aprecia:

- Una disminución general de cota de noreste a suroeste.
- Una serie de depresiones sinclinales y elevaciones anticlinales de varias decenas de kilómetros de longitud que tienen direcciones dominantes noreste-suroeste y este-oeste al igual que las flexiones menores.

En esta región CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1978) y SAN JOSE (1975) citan la existencia de suaves pliegues de direcciones NNE-SSO, N-S y fallas gravitacionales NNE-SSO, NE-SO y NO-SE. La más importante es la falla de Mondéjar (Hoja 21-23) de dirección NE-SO con un recorrido de unos 8 km y salto de unos 30 metros. No se trata de una falla única, sino de un conjunto de ellas (SAN JOSE, 1975) de dirección NE-SO conjugado con otro sistema ONO-ESE.

CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (*o.c.*) asocian estas estructuras a deformación producidas en régimen distensivo en la que la cobertera se adapta a las fallas del zócalo.

El depósito de las Arcosas naranjas de Uceda (5) está en relación con una etapa de actividad tectónica acaecida a finales del Mioceno y durante el Plioceno con hundimiento de un gran bloque de la cuenca limitado por las alineaciones morfoestructurales del Jarama y Henares y el borde meridional de Somosierra.

Los elementos estructurales más significativos de la Hoja de Algete son los siguientes:

- Área sinclinal de Paracuellos del Jarama. Situada en el cuadrante suroeste. Se trata de una suave depresión sinclinal de orientación dominante NE-SO y amplitud kilométrica.
- Alineación morfoestructural del Henares. De dirección NE-SO, situada al sur del sinclinal de Paracuellos. En las proximidades de Alcalá de Henares los materiales miocenos están afectados por fallas y fracturas NE-SO y NO-SE. Debe tratarse de una flexión NE-SO con zona hundida al norte acompañada de numerosas fallas de pequeño salto.

La mayor parte de las deformaciones existentes en la Hoja se deben fundamentalmente a la actuación de deformación posteriores al Vallesiense superior (Iberomanchegas I y II).

El basculamiento general hacia el suroeste de la superficie de los páramos es sincrónico y algo posterior a la génesis de las costras laminares del Plioceno superior.

Una clara actividad neotectónica regional se manifiesta por la aparición de varios niveles de Raña en el borde de la Cuenca y por el elevado número de terrazas de los ríos Jarama y Henares, así como por la asimetría de los valles fluviales mayores.

Los fenómenos de hundimiento e inversión de terrazas en el valle del Jarama y Manzanares, podrían indicar una activación distensiva en la Cuenca a lo largo del Pleistoceno medio, pleno y superior (?). Estos procesos de hundimiento pueden ser la respuesta a un juego tardío de bloques, favorecidos además por un sustrato yeso-salino proclive a la formación de topografías de disolución.

3. GEOMORFOLOGIA

El territorio comprendido en la Hoja de Algete es un bello ejemplo de las unidades fisiográficas que conforman las Depresiones interiores de la Meseta Ibérica. Estas unidades tradicionales comprenden: las altiplanicies del Páramo calizo y la Raña, y el dominio de los valles fluviales.

El Páramo calizo de la Alcarria meridional destaca sobreelevado de los relieves circundantes, con cotas de 928 m (Tocón) a 881 m (Los Santos de la Humosa), en el ángulo SE de la Hoja. Su inclinación al SSW alcanza valores en el sector de 0,6%. Este plano es para SCHWENZNER (1936), una planicie de corte y denudación postpóntica que él denomina *Mesetaflache*, M₂. Para VAUDOUR (1979) la Alcarria es una superficie de corrosión kárstica poligénica, donde en la parte septentrional, más elevada, predominan los sectores denudados y en la meridional, más hundida, los procesos de agradación. PEREZ-GONZALEZ (1987), interpreta la superficie del Páramo de la Alcarria como el resultado, al menos, de dos procesos de erosión acumulación, ocurridos durante el Plioceno superior, siendo las costras laminares bandeadas y multicacintadas con arenas limosas rosas o rojizas, los depósitos correlativos de la última superficie poligénica que antecede a la crisis morfogenética que va a dar lugar al inicio del vaciado de la cuenca y al piedemonte de la Raña de Somosierra.

La otra altiplanicie característica de las Depresiones interiores del Macizo Ibérico, es la Raña que en la Hoja de Algete está representada por su segmento más distal y al mismo tiempo más meridional, con cotas de 822 m (Horcamachos, 820 m; Puntal de Horcamachos, 821 m). La Raña de Somosierra, al igual que el Páramo de la Alcarria, está inclinada hacia el SSW y tiene la particularidad de que no forma un sólo plano de acumulación sino que se estructura en cinco plataformas aluviales. Correspondiendo el segmento de Horcamachos a la plataforma RJ₁, de procedencia valle del Jarama actual (PEREZ GONZALEZ y GALLARDO, 1987). Este piedemonte en su conjunto es denominado por SCHWENZNER (*o.c.*) como la planicie M₁, considerando también que la meseta de Fuencarral-Navalcarnero pertenece a este nivel, opinión que no puede ser compartida ya que la meseta de Fuencarral es coetánea con la formación de las primeras terrazas del sistema Jarama-Henares y la de Navalcarnero es aún más joven. La Raña, cronológicamente, puede situarse alrededor de los 2 m.a. o representar el límite plio-pleistoceno.

El dominio de los valles fluviales es geomorfológicamente la unidad principal en la Hoja de Algete. Dos aspectos comunes hay que destacar de la evolución de los fluvios: su elevado número de terrazas y la disimetría de los valles.

Un ejemplo paradigmático es el valle del Henares con 20 terrazas, de cotas relativas comprendidas entre los +7-9 m y los +210-212 m, en Aguila (804 m), Cerrolargo (807 m) y Cabeza Gorda (803 m). Todas estas terrazas están **colgadas** unas con respecto a otras, si exceptuamos las dos más bajas (+7-9 m y +10-12 m) que están solapadas. En la cartografía geomorfológica se han separado un grupo de niveles aluviales designados con el nombre de Terrazas de Campiña (terrazas de +7-9 m a +38-40 m), justificado porque forman un territorio topográficamente deprimido de amplitud considerable y bien conservado, frente al resto de las terrazas, de las que están separadas por un escalón brusco, más erosionadas y de perfil con mayor pendiente. Esta diferencia no es fácil de explicar ya que pueden intervenir varios factores, desde los climáticos a los tectónicos; sin embargo, lo que sí es evidente es

que algunas de estas terrazas de campiña, en particular las más altas, están involucradas en los procesos de hundimiento del valle del Jarama, en la región de Arganda, y todas ellas, sin excepción, pierden cota relativa respecto al cauce actual del Henares según se van acercando a la zona de conjunción con el río Jarama, por influencia de los procesos de hundimiento generados en ese valle aguas abajo de Velilla de San Antonio.

El Torote junto con el Jarama son los otros dos ríos con importantes sistemas de terrazas en sus valles. El Torote tiene 11 terrazas con altitudes relativas de 5-6 m a +96 m. El Jarama, cuya divisoria con el Henares se establece en el cuadrante noroccidental de la Hoja, ha abandonado también a lo largo de su historia evolutiva, un número de terrazas parecido a las del Henares, aunque en Algete (535), tan sólo aparecen desde la de +26 m (27) a la más alta (13). Estas terrazas altas (plano aluvial de Llano del Campo, Santa María, etc.) también podrían representar zonas de confluencia del sistema Jarama-Henares.

La reorganización de la red fluvial por fenómenos de captura es un mecanismo relativamente importante en este territorio. Se han señalado en la cartografía geomorfológica diversos casos, siendo el más espectacular la captura del Camarmilla por el Torote (ROYO y GOMEZ y MENENDEZ PUGET, 1928; LAZARO y ASENSIO AMOR, 1978; VAUDOUR, 1979), en el momento de deposición o inmediatamente después, de la terraza de +18-20 m (28).

La disimetría de los valles se ajusta a dos modelos de evolución geomórfica en la Hoja de Algete.

- Los valles del Torote y Camarmilla tienen en su margen derecha relativas largas laderas con terrazas escalonadas, mientras que en la margen izquierda la pendiente de la vertiente es abrupta y sin terrazas, a no ser las más bajas.
- El valle del Henares, que es de amplitud mucho mayor en sección transversal, presenta un modelo, también de terrazas en su ribera derecha pero en la izquierda, que es la *cuesta* del Páramo de la Alcarria, hay un importante complejo de glacis cubiertos y de acumulación (7 ú 8), encajados unos en otros, estando los restos de los más antiguos en cotas de 840 m.

En ambos modelos el desplazamiento de los ríos ha sido siempre hacia el sur. El origen de estas asimetrías de los valles construidos en el interior de las cuencas terciarias de la Meseta, es atribuido por la mayoría de los autores al basculamiento en sentidos determinados de los bloques profundos del zócalo, en lo que hay que mostrarse de acuerdo, ya que causas climáticas, como factor principal, por distinta orientación de las vertientes, parecen improbables dada la magnitud de amplitud de estos valles, y en especial, el del Henares.

La estabilidad actual de las formas es moderada, con zonas o áreas donde los procesos de erosión son más activos. Así la *cuesta* del Páramo de la Alcarria está sujeta a una erosión activa por arroyada concentrada y difusa, junto con fenómenos de caída de bloques y movimientos de masa por solifluxión húmeda. Las rápidas vertientes izquierdas de los ríos Torote y Camarmilla son activamente erosionadas por torrenteras y en general, en la mitad occidental de la Hoja, la disección del relieve está más acentuada.

ALGETE

835
20-21

MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA

TOPOGRAFIA E HIDROGRAFIA

- Altitud en metros
- Canales con flujo permanente o semipermanente, temporal o esporádico
- Divisorio de aguas

FORMAS FLUVIALES

- Fondos de valle o vaguada
- Llanuras aluviales
- Conos aluviales
- Glacis de acumulación
- Terrazas
- Terrazas de la Ciampiña
- Piedemonte, Raña del Casar de Talamanca
- Captura

FORMAS POLIGENICAS

- Glacis coluviales
- Glacis de cobertura
- Superficie de erosión-acumulación del Páramo de la Alcarria de Alcalá

FORMAS ESTRUCTURALES: Y TECTONICA

- Replano en conglomerado
- Alineación morfológica
- Estratificación horizontal o subhorizontal
- Pliques

FORMAS ANTROPICAS

- Núcleo urbano
- Carretero
- Ferrocarril
- Cantera

MORFODINAMICA

- Lecho y talud de los canales con flujo permanente o semipermanente Barras de gravas
- Barrancos, arroyos, con o sin cauces definidos
- Cárcavas
- Socavamiento lateral
- Zona endorreica o semiendorreica
- Soliflucción
- Caida de bloques

FORMAS Y SIGNOS GEOMORFOLOGICOS DIVERSOS

- Replano
- Dolina (Káritica)
- Coluvión
- Taludes o escarpes del Páramo de la Alcarria de Alcalá, de los valles asimétricos, de los frentes de glacia, de las terrazas
- Pendiente < 5°
- Pendiente 5-40°
- Pendiente > 40°



ESCALA GRAFICA
0 1 2 3 4 5 6 7 8 Km.

AUTORES: A. Pérez González
J. Gallardo Díez

4. HISTORIA GEOLOGICA

Por los datos obtenidos en los bordes norte y este de la Cuenca del Tajo o Cuenca de Madrid y por la información de subsuelo existente en la región, se deduce que hubo sedimentación durante el Cretácico medio y superior, que localmente ha sido desmantelada por procesos erosivos pre-neógenos. En su base se sitúan los materiales continentales o transicionales de la Fm. Utrillas a las que siguen depósitos heterolíticos y carbonatados de plataforma somera de edad cenomaniense-campaniense en los que pueden reconocerse dos ciclos transgresivo-regresivos.

Los primeros movimientos alpinos de finales del Cretácico y principios del Paleoceno provocan la retirada definitiva del mar.

La actuación de dichas fases da lugar a la creación de umbrales anticlinales que separan amplias cubetas sinclinales relativamente aisladas en las que hubo sedimentación continental y/o transicional. Durante el Cretácico terminal-Paleoceno hasta Eoceno medio se depositan en la región potentes niveles de evaporitas en relación lateral hacia el norte y oeste con sistemas deposicionales de tipo abanico aluvial, que incorporan detriticos gruesos provenientes del desmantelamiento del Cretácico, Paleozoico epimetamórfico, gneises y granitoides, (Unidad paleógena de Uceda). Esto implica la existencia de áreas relativamente elevadas en el sector de Buitrago-Somosierra, en las que el Cretácico fué erosionado en su mayor parte (PORTERO y OLIVE, 1983). La abundancia de yesos, que incluso se presenta en forma detritica en los abanicos, supone una sobresaturación del medio en sales probablemente debida a la erosión del Triásico superior e incluso del Cretácico terminal evaporítico subyacente.

Durante el Eoceno superior y en relación con una fase tectónica compresiva, relacionada con la fase pirenaica se inicia el levantamiento relativo macizo central cuenca a partir de fallas que tienen una dirección dominante N60E, con ligero plegamiento e importante arrasamiento, de la unidad evaporítica, que da lugar a una discordancia cartográfica. Para estos tiempos comienza a configurarse el sistema central, de forma algo parecida a la actual (PORTERO y OLIVE, 1983, PORTERO y AZNAR, 1984). El relieve que se va creando es erosionado rellenándose la Cuenca, fuertemente subsidente, mediante sistemas deposicionales de abanicos aluviales, playas carbonatadas dando un espesor de sedimentos del orden de 1000 metros, durante el Eoceno más superior y Oligoceno que sólo afloran en las Hojas 20-19 (Valdepeñas de la Sierra) y 21-19 (Jadraque). El clima tropical reinante a finales del Eoceno se aridifica progresivamente a partir del Oligoceno inferior (ARRIBAS *et al.*, 1983).

A finales del Oligoceno se produce la compresión NNE-SSO (fase castellana de PEREZ GONZALEZ *et al.*, 1971). La cobertera mesoterciaria se adapta a las fallas del zócalo dando lugar a una clara tectónica de revestimiento a partir de las fallas tardihercínicas. El Sistema Central comienza a manifestarse como un *Rhomb horst* complejo, generándose pliegues en el Mesozoico y Paleógeno, con ejes fuertemente inclinados en las zonas de relevo de los accidentes de zócalo.

Desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior continúa el depósito de series continentales a partir de sistemas abanicos/playas con menor espesor que en la etapa anterior. Los procesos erosivos intramiocenos hacen que las unidades correspondientes a estos tiempos se encuentran muy desmanteladas y no aparezcan en los bordes septentrionales de la Cuenca.

La fase Neocastellana (AGUIRRE *et al.*, 1976) viene definida por una compresión ENE-OSO que gira progresivamente E-O. En estas condiciones las fallas tardihercínicas N60E se reactivan como fallas normales a las que se adapta la cobertera y dando lugar a desnivelaciones macizo/cuenca. Se produce el plegamiento fundamental de la Sierra de Altomira.

La configuración adquirida por el Sistema Central es muy parecida a la actual. Adquiere gran significado paleogeográfico la alineación estructural del Jarama que parece ser prolongación de la falla de la Berzosa-Riaza. Al oeste de la misma se depositan potentes niveles de arcosas a partir de abanicos aluviales coalescentes, y en una climatología muy parecida a la actual. Al este de la citada alineación estructural existen diversos aparatos deposicionales, que a su vez son múltiples. Se reconocen desde facies proximales de abanicos a otras formadas por canales distribuidores extensos o por canales de pauta anastomazada, en sentido lateral y distal existen procesos pedogenéticos interlóbulos e intercanales y se pasa a facies evaporíticas sedimentadas en lagos estables o en ambientes de lago-playa, precedidos por sedimentos arcillosos de la Unidad Alcalá inferior.

Un momento de reactivación tectónica intraaragonesa (anterior a la zona MN6 de Paracuellos) es detectable por la penetración y solapamiento hacia el interior de facies detríticas más groseras. Estos movimientos se reflejan en la Cuenca por discordancias suavemente angulares y progresivas.

El ciclo sedimentario (Orleaniense superior a Vallesiense basal), como en el anterior y el que le sucede tiene un marcado carácter de magasecunecia positiva en un modelo de sedimentación con evolución de facies proximales a distales desde los bordes al centro de la Cuenca y en la vertical; es decir centripeto y endorreico (JUNCO y CALVO 1983). Los sistemas deposicionales son múltiples y con procedencias variadas. Los sedimentos arcóscicos de la Facies Madrid (Arcosas de Paracuellos, Hoja 20-21: Algete) proceden de noroeste. Las Arcosas blanquecinas del Jarama (Hojas 20-20: Marchamalo, 20-21: Algete y 20-22 Alcalá) proceden del NNO (Macizos metamórficos, con granitoides de El Vellán, La Cabrera). Las litarcosas de Miralrío-Guadalajara tiene sus áreas fuentes en el norte, en las series epimetamórficas ordovícicas de Somosierra y en las formaciones gneísicas de Hiendelaencina y Angón (Hojas 21-19: Jadraque; 20-20 Brihuega; 21-21: Guadalajara; 20-21: Algete; y 20-22: Alcalá de Henares). En las Hojas de Brihuega y Guadalajara la Facies de Guadalajara pasa bruscamente hacia el este a materiales procedente del NNE y NE que evolucionan rápidamente a facies de playas carbonatadas y playas salinas. Hacia el centro de la Cuenca la Unidad de Guadalajara pasa a facies de lagos-playa salinos y lagos-playa carbonatados de la Unidad Facies blanca a través de las secuencias de delta lacustre de la Unidad Alcalá superior y de la Facies Anchuelo (Hoja 20-22: Alcalá de Henares). Durante el Aragoniense superior la sedimentación de facies palustres-lacustre (Facies Blanca) (Hojas 21-19: Jadraque; 21-20 Brihuega; 21-21: Guadalajara; 20-21 Algete y 20-22: Alcalá) es expansiva hacia los bordes N y NE de la cuenca debido a que dichos bordes miden su importancia relativa debido a la degradación del relieve y a un cierto cambio climático hacia condiciones más áridas. El ciclo termina en la región con un depósito generalizado de calizas dolomíticas con sílex que coronan la Facies Blanca, sedimentadas en un ambiente palustre-lacustre de tipo mixto evaporítico-carbonatado. Este nivel carbonático da lugar a los Páramos o altiplanicies existentes en la Hoja de Jadraque (21-19) y a gran parte de ellos en las Hojas de Brihuega (21-20)

y Guadalajara (21-21), así como los cerro de cumbre plana de la región de Madrid (Telégrafo, etc.).

El ciclo sedimentario del Mioceno superior comienza con una fase de karstificación sobre los carbonatos con sílex del ciclo anterior, a la que sigue el depósito de las series detríticas de la **Red fluvial intramiocena** de procedencia norte que evolucionan hacia ambientes palustre lacustres de agua dulce de la Caliza de los Páramos (*s.s.*). Estas unidades solo aparecen en parte de las Hojas de Brihuega y Guadalajara y en las Algete y Alcalá de Henares. Este ciclo es el resultado de una reactivación tectónica que afecta fundamentalmente al Sistema Central y en menor medida a la Sierra de Altomira. Las condiciones climáticas son más húmedas que en el techo del ciclo anterior.

Evidencias de actividad neotectónica existen en todo el borde meridional del Sistema Central y Somosierra. Las arcosas del Mioceno medio (y quizás superior en áreas más occidentales) se presentan cabalgadas por el granito y gneis a partir de fallas inversas al Norte, noroeste y oeste de Madrid. Los materiales aragonienses y vallesienses (serie de los Páramos incluida se encuentran plegados al pie del macizo pelozoico-meozoico según directrices ENE-OSO y E-O en el área de Cendejas de la Torre-Matillas y Arbancón (Hojas 21-19 y 22-19, Jadraque y Ledanca). Todo ello nos habla de una fase de deformación, posterior a la edad del yacimiento de Arbancón (Hoja de Jadraque) que representa al Vallesiense terminal. La edad ventiente (Turolense superior zona MN13) del yacimiento kárstico de Algora, debe limitar cronológicamente los depósitos lacustres de la Caliza de los Páramos (*s.s.*).

Así a finales del Vallesiense se producen deformaciones tectónicas en los bordes de Somosierra con amplias depresiones sinclinales, acompañadas de hundimiento de un amplio sector de la Cuenca, limitado al oeste y sureste por las alineaciones morfoestructurales del Jarama y Henares.

En la depresión así creada se depositan las series que hemos denominado piedemontes de Somosierra (arcosas anaranjadas de Uceda, conglomerados de la Puebla de Vallés, de la Mierla, de Cogolludo, etc.) durante el Plioceno inferior-medio y quizás durante los últimos tiempos del Mioceno. Los aparatos deposicionales son abanicos fluviales que en ocasiones adquieren gran extensión (arcosas de Uceda, conglomerados de la Mierla-Cogolludo).

Durante estos tiempos la superficie de los Páramos es una superficie al aire sometida a procesos erosivos y de karstificación.

Según PEREZ-GONZALEZ (1979) las Calizas de los Páramos, deformadas, se ven sometidas a una fase de karstificación que origina un relieve de corrosión bajo un clima alternante mediterráneo más cálido y húmedo que el actual. Este relieve es barrido durante la construcción de la primera superficie poligénica del Páramo de la Alcarria, cuyos depósitos correlativos son las costras clásticas rojas.

Después de este período de erosión la Cuenca del Tajo tiende a ser comatada por depósitos de edad pliocena en algunos sectores (Series rojas de la Mesa de Ocaña).

Probablemente durante estos tiempos el Páramo de la Alcarria siguió siendo zona de erosión, mientras se depositaban los abanicos fluviales de los Piedemontes de Somosierra al Norte.

A las Series rojas de la Mesa de Ocaña sigue una segunda fase de karstificación y erosión cuyos depósitos correlativos sobre los páramos son las costras laminares bandeadas y multia-cintadas, con arenas limosas rojas o rojizas.

Sucesivos impulsos tectónicos durante el Plioceno superior y límite Plio-pleistoceno preceden a la instalación de niveles de la Raña existentes en las Hojas de Valdepeñas de la Sierra (20-19), Marchamalo (20-20) y Algete (20-21) que se encajan en los Piedemontes de Somosierra. Son depósitos de llanuras fluviales de piedemonte generados en un clima contrastado con estación seca y húmeda, más cálida que la actual.

La existencia del bloque deprimido, limitado por el frente meridional de Somosierra y las alineaciones Jarama-Henares, justifica la localización, al parecer por ahora exclusiva, de la Raña en este sector del norte de la Cuenca de Madrid y condiciona la instalación de la red fluvial cuaternaria.

La actividad neotectónica cuaternaria, con desplazamientos verticales de grandes bloques, se patentiza por el elevado número de terrazas que presentan los ríos Henares, Jarama y Sorbe. De esta manera la evolución cuaternaria sigue un modelo de dismantelamiento progresivo del territorio por el descenso continuado de los niveles de base regionales, interrumpido por períodos de relativa estabilidad durante los cuales se forman los niveles de terrazas aluviales. Los valles de los ríos Jarama, Henares y Sorbe son los primeros en formarse una vez sedimentados los materiales de la raña. Los valles de los arroyos Torote, Camarmilla, de las Dueñas, son de génesis más moderna, con una edad probable del pleistoceno inferior pleno o tardío.

La influencia de las alternancias climáticas en la contrucción del paisaje de los valles es algo que todavía falta por dilucidar. Los suelos reflejan un grado de evolución y alteración decreciente en las toposecuencias de terrazas estudiadas que indican una aridificación climática desde el Pleistoceno inferior a nuestros días, pero es necesario encontrar un modelo preciso de influencia de ese cambio climático en el modelado del relieve de los valles fluviales.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja de Algete no existe actividad minera alguna.

De forma generalmente intermitente se explotan algunas canteras de arenas en las formaciones de Arcosas Blancas y F. Madrid que se utilizan en construcción.

Se explotan también en canteras los niveles arcillosos de las Facies Alcalá para la fabricación de ladrillo y cerámica.

Las calizas de los Páramos también son explotadas en la cantera de los Santos de Humosa para su utilización en la construcción.

Por otra parte los materiales aluviales de los ríos y los que forman la terraza son también explotados para la obtención de gravas para carreteras.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico los sedimentos del Neógeno no forman un conjunto en el que todos los materiales detríticos se pueden considerar como un mismo acuífero en cuyo interior existen una serie de heterogeneidades que corresponden a las distintas formaciones existentes en la zona que son el reflejo sedimentario de un sistema de abanicos aluviales, de tal forma que los niveles de gravas y arenas tuvieron su origen en los canales fluviales de mayor importancia; las facies compuestas por arcillas arenosas y arenas arcillosas corresponden a un génesis de corrientes de inundación y finalmente los episodios arcillosos existentes se pueden correlacionar con flujos de barro que tuvieron lugar en el medio sedimentario.

En concreto en estas unidades el comportamiento hidrogeológico sería el de acuíferos para los niveles lenticulares o tabulares de arenas intercalados entre niveles con fangos y arenas y de acuitados para los niveles exclusivamente fangosos con alguna intercalación arenosa.

A escala regional el Mioceno debe considerarse como un acuífero complejo, heterogéneo y anisotrope debido a las diferentes litologías que lo componen.

El acuífero contenido en las calizas de los Páramos funciona como libre y colgado. La recarga procede exclusivamente de la infiltración de la lluvia y de los retornos de los riegos. La descarga se produce por los manantiales que bordean las masas calizas y a través de los coluviones que tapizan las laderas.

En cuanto a los materiales cuaternarios los de mayor importancia hidrogeológica son los constituidos por las terrazas aluviales recientes de los principales ríos que circundan la zona.

En el caso de las terrazas altas que se encuentran colgadas y desconectadas de los niveles de base tienen escaso interés hidrogeológico. La acumulación de arcillas en los horizontes texturales hace que funcione como acuitados y en ocasiones presenten un nivel inferior

impermeable. Pueden dar lugar a pequeños acuíferos en las gravas limitados a muro por dichos horizontes texturales.

Estas formaciones de origen aluvial se pueden clasificar como acuíferos de permeabilidad primaria por porosidad intergranular. Pueden tener gran importancia sobre todo cuando estén conectados hídricamente con los ríos.

La recarga procede de las precipitaciones caídas sobre ellos y también de la descarga en los valles lateralmente y por el fondo del acuífero terciario.

En cuanto a las temperaturas medias de la zona se han observado en distintos observatorios como Meco ($13,9^{\circ}\text{C}$), Alcalá de Henares ($13,3^{\circ}\text{C}$), Torrejón de Ardoz ($14,0^{\circ}\text{C}$) y Talamanca de Jarama ($13,4^{\circ}\text{C}$), lo que sitúa al área estudiada dentro de un régimen térmico templado cálido según la clasificación climática de Papadakis.

La precipitación anual media observada en varias estaciones base arroja los siguientes resultados: Fuente el Saz de Jarama 485,3 (mm), Alcalá de Henares 473,3 (mm), Torrejón de Ardoz 457,8 (mm), Mejorada del Campo 497,5 (mm).

6. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. y PORTERO, J.M. (1984).- Las arenitas de los abanicos aluviales terciarios del borde suroriental del Sistema Central. *I. Congr. Esp. Geol. Segovia*. T. 3. pp-147-158.
- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M., PEREZ GONZALEZ, A. (1976).- Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neóg. Cuatern.* n°5. pp. 7-29.
- ALBERDI, M.T. (1972).- El género *Hipparion* en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía. Revisión e Historia evolutiva. *Trab. Neóg. Cuatern.* n°1. pp. 1-126.
- ALBERDI, M.T., HOYOS, M., JUNCO, F., LOPEZ MARTINEZ, N., MORALES, J., SESE, D. y SORIA, M.D. (1983).- Biostratigraphie et evolution sedimentaire du Neogene continental de l'aire de Madrid. *Congr. Int. Biostr. Neog Montpellier*.
- ALEIXANDRE, T., GALLARDO, J., ALDONZA, A., PEREZ GONZALEZ, A. y PINILLA, A. (1974).- Guías de las excursiones: A.- Valle alto del Jarama. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, n°2, pp. 215-222. C.S.I.C. Madrid.
- ALEIXANDRE, T., PEREZ GONZALEZ, A., PINILLA, A. y GALLARDO, J. (1977).- Características mineralógicas del Sistema fluvial Jarama-Henares. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, n°6 pp, 9-17. C.S.I.C. Madrid.
- ALIA, M. (1960).- Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo. *Not. y Com. I.G.M.E.* n°58. pp 125-162.
- ALIA, M., MARTIN ESCORZA, C. y PORTERO, J.M. (1973).- Evolución geotectónica de la Región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y Cuaternario. *Bol. R. Soc. Española. Hist. Nat.* Tomo 71. n°1-2. pp. 9-20.
- ALONSO, A. (1981).- El Cretácico de la provincia de Segovia (borde Norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*. 7. Ed. de la Uni. Complutense de Madrid.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELENDEZ, A. y SOLOMON, J. (1982).- El Cretácico de Cameros-Castilla. En: *Cretácico de España*. Ed. de la Univ. Complutense de Madrid. pp. 345-456
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1982).- Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central. *Cuad. de Geología* 8. pp. 145-166.
- APARICIO, A., GARCIA, CACHO, L. y PEINADO, M. (1977).- Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.* n°82. pp. 416-427.
- ARANZAZU, J.M. (1877).- Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. España* n°4. pp. 1. 1-47.
- ARCHE, A., CAMARA, P. y DURANTEZ, O. (1977).- Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante-ordovícicas de la región de la Sierra del Alto Rey y Sierra de la Bodega (Sistema Central de España). *Bol. Geol. Min.* n°88. pp. 501-507.
- ARCHE, A. (1982).- Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. *Spec. Publs. int. Ass. sediments*, 6, 7 pp.

- ARIAS, C. (1969).- Estudio estratigráfico y Sedimentología. Cretácico de los alrededores de Guadalix de la Sierra (Madrid). *Cuad. Geol. Iber.* 1. pp. 309-3939.
- ARRIBAS, M.E. (1981).- Petrología y Sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (Sector NW). *Tesis de Licenciatura*. Facultad de Ciencias Geológicas. Univ. Compl. Madrid. 183 pp.
- ARRIBAS, M.E. (1982).- Petrología y Sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno en la Alcarria (sector NW). *Est. Geol.* Vol. 38. pp. 27-41.
- ARRIBAS, M.E., DIAZ MOLINA, M., LOPEZ MARTINEZ, N. y PORTERO, J.M. (1983).- El abanico aluvial paleógeno de Beleña de Sorbe (Cuenca del Tajo). Facies, relaciones espaciales y evolución. *Comunicaciones X Congreso Nacional de Sedimentología Menorca*. pp. 34-37.
- ASENSIO AMOR, I. y VAUDOUR, J. (1967).- Depósitos cuaternarios en los alrededores de Mejorada del Campo (Valle del río Jarama). *Estudios Geológicos*, vol. 23, pp. 237-255.
- BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, PH. (1970).- Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama. (Espagne Central). *C.R. Acad. Sc. Paris*. n°270. pp. 2630-2633.
- BARD, J.P. CAPDEVILA, R., MATTE, PH. (1971).- Sobre el tipo de metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español). *Acta Geol. Hisp.* 6. pp. 46-48.
- BASCONES, L., LODEIRO, G. y MARTINEZ ALVAREZ, F. (1978).- Mapa y memoria de la Hoja n°460: Hiendelaencina. Escala 1:50.000 MAGNA-IGME.
- BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VILLA-SECA, C. (1981).- Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central español. *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 7. pp. 15-51.
- BENAYAS, J., PEREZ MATEOS, J., RIBA, O. (1960).- Asociaciones de minerales detríticos en los sedimentos de la Cuenca del Tajo. *Anales de Edafología y Agrobiología*. Dpto. Estratigrafía Univer. Madrid. Tomo 19. n°11. pp. 635-670.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954).- *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española*, 87 pp. Inst. J. Sebastián Elcano. C.S.I.C.
- BISCHOFF, L., GURSKY, H.J. y WILLNER, A.P. (1980).- Tidal sedimentation in the transgressive cycle the Lower Ordovician in the Eastern Sierra de Guadarrama (Central Spain). *Est. Geol.* n°36. pp. 221-229.
- BISCHOFF, L., SCHAFFER, G., SCHMIDT, K. y WALTER, R. (1973).- Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral spanien). *Münster Forsch. Geol. Palaont.* n°28. pp. 27.
- CABRA, P., GOY, J.L., HOYOS, M. y ZAZO, M. (1983).- Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra Cabrera. *Tecniterrae*, n°51, pp. 32-42.
- CABRA, P., DIAZ DE NEIRA, A., ENRILE, A. y LOPEZ OLMEDO, F. (1988).- Memoria de la Hoja n°717: Quintanar del Rey. Escala 1:50.000. 2ª serie. IGME.

- CALDERON, S. (1874).- Reseña geológica de la provincia de Guadalajara. *Rev. Univ. Madrid*.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1968).- Existencia de una red fluvial intramiocena en la Depresión del Tajo. *Est. Geol.* Vol. 24. pp. 91-95.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1971).- Hoja y memoria de las Hojas nº536. Guadalajara, escala 1:50.000. 1ª Serie. IGME.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1975).- Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* T. 86. pp. 581-596.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1978).- La tectónica Postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. y Min.* T. II. pp. 114-112.
- CAPOTE, R., FERNANDEZ CASALS, M.J., GONZALEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS, M. (1977).- El límite entre las zonas Astur Occidental Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* T. 88. pp. 517-520.
- CARRILLO, L. y ARCHE, A. (1981).- Los depósitos de grano grueso del río Jarama al S de Velilla de San Antonio. *IV Congreso Español de Sedimentología*. Salamanca.
- CASTELL, C. (1881).- Descripción geológica de la provincia de Guadalajara. *Bol. Com. Map. Geol. de España* 8. pp. 157-264.
- CONCHA DE LA, S. (1958).- Mapa y memoria de la Hoja 485: Valdepeñas de la Sierra, escala 1:50.000. 1ª Serie. IGME.
- CONCHA DE LA, S. (1962).- Nuevos yacimientos fosilíferos del Oligoceno lacustre de la provincia de Guadalajara. *Not. y Com. IGME* nº67. pp. 159-162.
- CONCHA DE LA, S. y BALLESTEROS, S. (1963).- Mapa y memoria de la Hoja nº486: Jadraque, escala 1:50.000. IGME.
- CORCHON, F. (1976).- Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelegua (Madrid y Guadalajara). *Bol. del Servicio Geológico* nº40. 189 pp.
- DANTIN, J. (1917).- Acerca de la edad Sarmatiense de los lignitos de la Alcarria. *Bol. R. Soc. Española e Hist. Nat.* T. 17. pp. 170-173.
- DIAZ MOLINA, M (1974).- Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca). *Est. Geol.* Vol. 30. pp. 63-67.
- DIAZ MOLINA, M. (1978).- Bioestratigrafía y paleogeografía del Terciario al E de la Sierra de Altomira. *Tesis Doctoral Dpto. de Paleontología de la Fac. de Ciencias Geológicas*. Univ. Complutense de Madrid. Tomo 1. pp. 370. Inédita.
- DIAZ MOLINA, M (1979).- Descripción del frente distal de un abanico fluvial húmedo en el Terciario continental situado al E de la Sierra de Altomira. *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 119-129.
- DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979).- El Terciario continental de la Depresión Intermedia. (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía. *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 149-167.
- ESPEJO, R. (1985).- The ages and soils of two levels of Raña surfaces in Central Spain. *Geoderma*, 35, pp. 223-239.

- EUGSTER, H.P., HARDIE, L.A., SMOTT, J.P. (1978).- Saline lakes and their deposits: a sedimentological. *Spec. Publ. int. Ass. Sedim.* 2.. pp. 7-41.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1856).- Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España. *Mem. R. Acad. Cienc. Madrid.* 4. pp. 1-398.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1976).- Estudio macro y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfico de Somosierra (Sistema Central Español). *Tesis. Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense Madrid.* 305 pp.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. (1979).- Las deformaciones Hercínicas en Somosierra Guadarrama. (Sistema Central). *Est. Geol.* Vol. 35. pp. 169-191.
- FERNANDEZ NAVARRO, (1903).- Presencia del Eoceno en El Molar (Madrid). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* nº3. pp. 126.
- FLOQUET, M., ALONSO, A. y MELENDEZ, A. (1982).- El Cretácico superior de Cameros-Castilla en: *El Cretácico de España.* Ed. Univ. Complutense. Madrid. pp. 387-453.
- FREYTET, P. (1973).- Petrography and paleoenvironments of continental carbonates with particular reference to the Upper Cretaceous and low Eocene of Languedoc. *Sedimentary Geology* nº10. pp. 25-60.
- FUSTER, J.M., FEBREL, T. (1959).- Mapa y memoria de la Hoja nº509: Torrelaguna. Escala 1:50.000. 1ª Serie. IGME.
- GALLARDO, J., PEREZ GONZALEZ, A. y BENAYAS, J. (1987).- Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas pleistocenas de la región del valle del Henares-Alto Jarama. *Boletín Geológico y Minero*, 98, pp. 27-39.
- GARCIA CACHO, L. (1973).- Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central español. *Tesis Fac. Ciencias Univ. Complutense de Madrid.* 319. pp. (Inédita).
- GARRIDO MEJIAS, A. (1982).- Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. *5º Congr. Latinoamericano de Geol. Argentina.* 1982. Actas 7. pp. 385-402.
- GARRIDO MEJIAS, A., ORDOÑEZ, S. y CALVO, J.P. (1980).- Un essai de synthèse lithostratigraphique du Bassin de Madrid (Espagne). *Congr. Intern. de Geol. Paris.*
- GARRIDO MEJIAS, A., ORDOÑEZ, A. y CALVO, J.P. (1980).- Rupturas sedimentarias en series continentales: Aplicación a la cuenca de Madrid. *Actas IX Congr. Nac. Esp. de Sedimentología.* Salamanca 9 pags.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1980).- Estudio geológico estructural de la terminación de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español) *Tesis Univ. de Salamanca.* 334. pp.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981).- Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuad. de Lab. Xeológico de Laxe.* nº2. pp. 125-134.

- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981).- La estructura del anticlinorio del **Ollo de Sapo** en la región de Hiendelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*. n°7. pp. 535-547.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1983).- La estructura del Antiforme del **Ollo de Sapo**. *Libro Jubilar J.M. Ríos*. Geología de España. T. I, pp. 408-42.
- GONZALEZ MARTIN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1979).- Glacis detríticos en el valle del Henares (Guadalajara-Alcalá de Henares). *Actas de la III Reunión Internacional. Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*. Zaragoza 19-24 Septiembre 1977. Instituto de Geografía Aplicada, pp. 135-138. C.S.I.C. Madrid.
- GONZALEZ MARTIN, J.A. y ASENSIO AMOR, I. (1985).- Evolución geomorfológica de los valles de Anchuelo y Pantueña, al sur de Alcalá de Henares (Madrid). *Rev. Mat. Proc. Geol.*, vol. 7, pp. 125-145.
- HAMMAN, W. y SCHMIDT, K. (1972).- Eine Llandeilo-Fauna aus der ostlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). *N. Jb. Geol. Paleont. Mh.* 5. pp. 294-299.
- HEIM, R.C. (1952).- Metamorphism in the Sierra de Guadarrama *Tesis Univ. Utrecht*. 69 p.
- HERNANDO, S. (1977).- Pérmico y Triásico de la región de Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia-Soria y Guadalajara). Tesis Doctoral. Univ. Complutense Madrid. *Seminarios de Estratigrafía*. Serie Monografías. 2. pp. 1-408.
- JORDANA, A. y SOLER, L. (1935).- Breve reseña físico-geológica de la provincia de Guadalajara. *Publ. Inst. Geol. y Min. de España*. pp. 1-57.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBERO, A. y CONDE, L. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:100.000. *IGME*.
- JULIVERT, M. y FONTBOTE, J.M. (1977).- Memoria y Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *IGME*. 113 pp.
- JUNCO, F. y CALVO, J.P. (1983).- Cuenca de Madrid. *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología España*. T. II, 534-543.
- LAZARO OCHAITA, I. y ASENSIO AMOR, I. (1978).- La raña, glacis encajados y terrazas al NE de Madrid (Estudio Geomorfológico). *Estudios Geológicos*, vol. 34, pp. 45-51.
- LOPEZ VERA, F. y PEDRAZA, J. (1976).- Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid. *Estudios Geológicos*, vol. 32, pp. 499-508.
- LOTZE, F. (1929).- Stratigraphie and tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Ab.d. Ges. d. Wiss. Gottingen. M. Phys. Kl. N.F.* 14 (3) pp. 1-320.
- LOTZE, F. (1945).- Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.* n°6. pp. 1. 1-12.
- MALLADA, L. (1895).- Explicación del Mapa Geológico de España hipogénicas y Sistema Estratocrystalino. *Mem. Com. Map. Geol. de España*. 558 pp.
- MALLADA, L. (1896).- Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Cambriano y Siluriano. *Mem. Com. Mapa Geol. de España*. 515 pp.

- MALLADA, L. (1898).- Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Map. Geol. de España*. 405 pp.
- MARTIN DONAYRE, F. (1874).- Datos geológicos-mineros recogidos en la provincia de Guadalajara y en el término de Valdesotos. *Bol. Com. Map. Geol. España*. n°1. pp. 267-270.
- MARTIN ESCORZA, C. (1974).- Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. de Toledo). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* Vol. 72. pp. 141-160.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976).- Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Est. Geol.* Vol. 32. n°5. pp. 509-522.
- MARTIN ESCORZA, C. (1979).- Fallas y fracturas en las capas miocenas de Alcalá de Henares (Madrid): Interpretación tectónica. *Est. Geol.* 35 pp. 599-604.
- MARTIN ESCORZA, C. y HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1972).- Contribución al conocimiento de la Geología del Terciario occidental de la Fosa del Tajo. *Bol. R. Soc. Española de Hist. Nat.* Vol. 70. pp.-171-190.
- MATTE, Ph. (1968).- La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Rev. Geologie Alpine*. n°44. pp. 157-280.
- MIALL, A.D. (1978).- Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: A.D. Miall (Editor), *Fluvial sedimentology*. Can. Soc. Petro. eol. Mem., 5, pp. 597-604.
- NODAL, M.T. y AGUEDA, J.A. (1976).- Características de la sedimentación cretácico-terciaria en el borde septentrional de la cuenca del Tajo. *Est. Geo.* Vol. 32. pp. 115-120.
- PARGA, R., PONDAL, I., MATTE, Ph., CAPDEVILA, R. (1964).- Introduction a la Geologie de l'Oïlle de Sapo, formation ante silurienne du NW de l'Espagne. *Not. Com. IGME*. n°76. pp. 119-154.
- PEDRAZA, J. (1976).- Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorex. *Boletín Geológico y Minero*, 87, pp. 1-12.
- PEREZ DE COSSIO, L. (1920).- El terreno Carbonífero de Tamajón, Retiendas y Valdesotos, en la provincia de Guadalajara. *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*. Vol. 41. pp. 311-383.
- PEREZ DE COSIO, L. (1921).- Estudio de los criaderos de Tamajón, Retiendas y Valdesotos (Guadalajara). *Bol. Of. Min. y Metal.* Madrid. n°44. pp. 1-39.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).- Estratigrafía y estructura de la Rama S de la zona Asturoccidental Leonesa. *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*. n°92. pp. 149.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1969).- Un cambio en la geografía de los alrededores de Madrid. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol)*, 67, pp. 369-372.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1971).- Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar). *Estudios Geológicos*, vol. 37, pp. 317-324.

- PEREZ GONZALEZ, A. (1979).- El límite Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neog. Cuatern.* nº9. pp. 19-32.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1980).- Geología y estratigrafía de los yacimientos de Aridos en la llanura aluvial de Arganda (Madrid), pp. 49-61. En, *Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama*. Dipu. Prov. de Madrid.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1982).- *Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*, 787 pp., 179/82. Ed. de la Univ. Complutense. Madrid.
- PEREZ GONZALEZ, A. y ASENSIO AMOR, I. (1973).- Rasgos sedimentológicos y geomorfológicos del sistema de terrazas del río Henares, en la zona de Alcalá-Azuqueca. *Bol. Geol. y Minero*, 84, pp. 15-22.
- PEREZ GONZALEZ, A. y GALLARDO, J. (1987).- La Raña al sur de la Somosierra y Sierra Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2, pp. 29-32.
- PEREZ GONZALEZ, A. y VILAS, L. (1971).- Contribución al conocimiento de las series continentales de la Meseta Manchega (Cuenca). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* 69. pp. 103-114.
- PEREZ GONZALEZ, A., VILAS, L., BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971).- Las series continentales al este de la Sierra de Altomira. *I. Congr. Hisp. Luso. Amer. Geol. Econom.* T. 1. Secc. 1. pp. 357-376.
- PEREZ MATEOS, J. y BENAYAS, J. (1963).- Contribución al estudio de la mineralogía de las terrazas del Manzanares, Jarama y Henares. *An. Edaf. y Agrob.*, T. 22, pp. 453-463.
- PEREZ REGODON, V. (1970).- Guía Geológica y Minera de la provincia de Madrid. *Mem. Inst. Geol. y Minero de España*. nº74.
- PORTERO, J.M. y OLIVE, A. (1983).- El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra. *Libro Jubilar J.M. Ríos* t. II, pp. 527-534. I.G.M.E.
- PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984).- Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y Cuencas limítrofes (Duero y Tajo). *I. Congr. Esp. Geol. Segovia*. T. 3. pp. 253-263.
- PRADO, C. de (1853).- Note sur la geologie de la province de Madrid. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2ª serie, nº10. pp. 168-176.
- PRADO, C. de (1860).- Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. *Junta General de Estadística*. pp. 219.
- RIBA, O. (1957).- Terraces du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. *INQUA. V. Congress. Intern. Madrid-Barcelona*. Livret guide de l'Excursion C2, 5-55.
- RIBA, O., AREVALO, P., LEIVA, A. DE (1969).- Estudio sedimentológico de calizas páramo del Terciario de la cubeta del Tajo. *Bol. Geol. y Min.* T. 30. VI.
- ROYO y GOMEZ, J. (1922).- El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica. *Mem. 30, Com. Invest. Paleont. y Prehist.* Madrid. Junta Ampl. Est.

- ROYO y GOMEZ, J. (1926).- Sur la presence de marnes et de gypse paleogenes dans le haut bassin du Tage. *C.R. S. de la Soc. Geol. de France*. n°8. pp. 71-74.
- ROYO y GOMEZ, J. (1928).- El Terciario continental de la Cuenca Alta del Tajo. *Datos para el estudio de la Geol. Prov. de Madrid*. pp. 17-89.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. y AGUEDA, J.A. (1970).- Paleogeografía del Triásico en el Sector Oriental de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.* n°26. pp. 423-430.
- SANTONJA, M. y QUEROL, M.A. (1977).- La gravera cuaternaria de las Acacias en el río Jarama. *Actos XIV Congr. Nacional de Arqueología*, pp. 49-56. Vitoria, 1975.
- SANTONJA, M., LOPEZ MARTINEZ, N. y PEREZ GONZALEZ, A. (1980).- Ocupaciones ache-lenses en el valle del Jarama (Arganda, Madrid). *Arqueología y Paleoecología*, vol. 1, pp. 8-352. Dip. Prov. de Madrid.
- SCHAFER, G. (1969).- Geologie und Petrographie imostlichen kastilischen Hamptscheide-tirge (Sierra del Guadarrama. Spanien). *Münster Forsch. Geol. Palaont.* n°10. pp. 207.
- SCHRUDER, E. (1930).- Die Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen ketten (Zentral Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gottingen Math. Phys. K.* N° 16,3. Berlin 1930.
- SCHWENZNER, J.E. (1936).- Zur Morphologie das Zentralspanischen Hochlandes. *Geogr. Abhandl.* 3, vol. 10, 128 pp. Stuttgart. (Trad. Vidal Box, 1943. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 41, pp. 121-148).
- SILVA, P., GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988).- Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 44, pp. 415-427.
- SOERS, E. (1972).- Stratigraphie et Geologie Structural de la partie orientale de la Sierra Guadarrama (Espagne centrale). *Studia Geologica* n°4. pp. 7-49.
- SOPEÑA, A. (1973).- Estratigrafía del Borde Mesozoico en el sector de Tamajón-Pinilla de Jadraque. *Tesis de Licenciatura*. Univ. Complutense de Madrid.
- SOPEÑA, A., DOUBINGER, J. y VIRGILI, C. (1974).- El Pérmico inferior de Tamajón, Retiendas, Valdesotos y Tortuero (Borde S. del Sistema Central. *Tecniterrae* n°1. pp. 8-16.
- SOPEÑA, A., FEYS, R., RAMOS, A. y VIRGILI, C. (1977).- *Estheriatenella* en el Pérmico de Pálmaces de Jadraque. *Cuad. Geol. Ibérica*. n°4. pp. 11-34.
- SOPEÑA, A., HERNANDO, S., RAMOS, A. y VIRGILI, C. (1977).- Pérmico continental en España. *Cuad. Geol. Ibérica* n°4. pp. 11-34.
- SOPEÑA, A. (1979).- Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografía)*, n°5. pp. 329.
- SOPEÑA, A. (1980).- Mapas geológicos del borde sureste del Sistema Central en Cartografía del Pérmico Triás del S. Central y Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*. n°6. pp. 73-95.
- VERNEUIL, M. y LORIERE, M. (1854).- Aperçu d'un voyage Géologique et tableau des altitu-des prises en Espagne pendant l'été de 1853. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2ª serie. n°11. pp. 661-711.

- VIRGILI, C., HERNANDO, S., RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1973 a).- Nota previa sobre el pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Acta Geol. Hipánica*. nº8. pp. 73-80.
- VIRGILI, C. HERNANDO, S., RAMOS, A., y SOPEÑA, A. (1973 b).- La sedimentación permienne du Centre de l'Espagne. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*. nº15. pp. 109-112.
- VAUDOUR, J. (1979).- *La région de Madrid*, pp. 5-390. Ed. Ophys.