

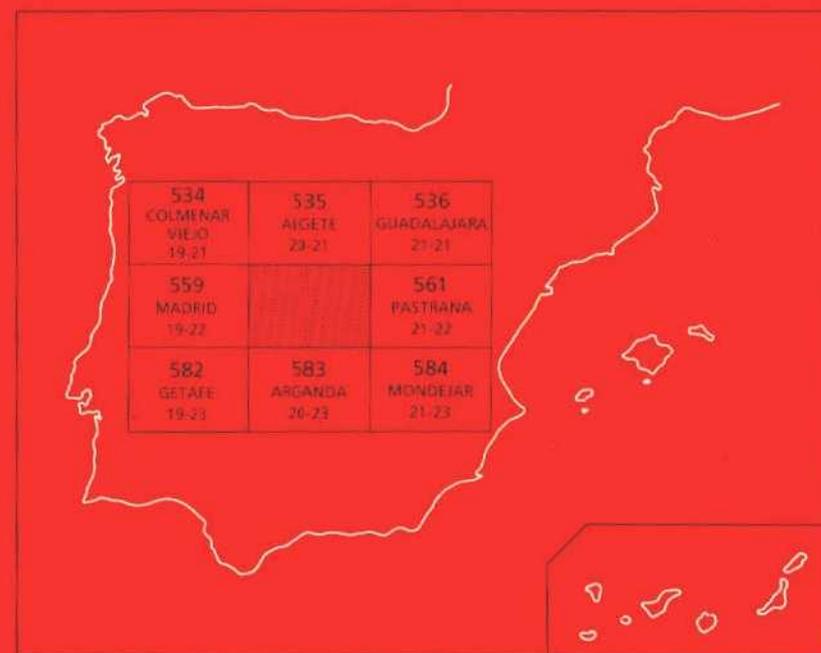


Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

560
20-22

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



ALCALÁ DE HENARES



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

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

ALCALÁ DE HENARES

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-10385-1991
NIPO: 232-91-001-4

HAN INTERVENIDO:

Cartografía cuaternario:	A Pérez González (IGME) y J.M. Portero (CGS)
Cartografía terciario:	J.M. Portero
Secciones estratigráficas y Sedimentología:	M Díaz Molina (UNIV. MADRID) y J.M. Portero (CGS)
Geomorfología:	J.M. Portero, 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)
Vertebrados:	N. López (UNIV. MADRID) y M. Alberdi (C.S.I.C.)
Sedimentología de Laboratorio:	Laboratorios de CGS y Estratigrafía de Madrid
Memoria:	J.M. Portero, M. Díaz Molina, A. Pérez González, J. Gallardo, M.J. Aguilar y M.C. Leal
Coordinación y dirección:	J.M. Portero y A. Pérez González



0. INTRODUCCION

La Hoja de Alcalá de Henares se sitúa en el sector centro oriental de la Cuenca del Tajo o Cuenca de Madrid. Administrativamente pertenece en casi su totalidad a la provincia de Madrid. Algunos términos municipales de la provincia de Guadalajara se sitúan en el extremo nororiental de la Hoja.

El relieve, en líneas generales poco accidentado, salvo en las márgenes de los grandes ríos, se desarrolla entre las cotas de 895 m, al noreste de Santorcaz y 530 m al sur de Velilla de San Antonio. En el área occidental y noroccidental se sitúan los valles de los ríos Henares y Jarama. En la margen izquierda del primero y derecha del segundo aparecen zonas fuertemente escarpadas que enlazan las vegas de los ríos con las altiplanicies. En la mitad oriental de la Hoja se desarrolla una extensa altiplanicie (Páramo de la Alcarria) entre las cotas 780 y 880 m, disectada por una red fluvial profundamente encajada en la que destacan los Arroyos Pantueña, Anchuelo y de la Vega.

La densidad de población es elevada, sobre todo en los valles de los ríos principales (Henares y Jarama), en donde destacan las poblaciones de Alcalá de Henares, Torrejón de Ardoz y Mejorada del Campo. En este sector se centra una importante actividad industrial y agrícola a base de cultivos de regadío. En las zonas altas los núcleos de población más importantes son Loeches y Campo Real, así como numerosas urbanizaciones de chalets. (Eurovillas, Mirador del Baztán, etc.). La actividad industrial es más reducida y los recursos fundamentales son agrícolas (cereales, vid, olivo) y ganaderos.

Desde el punto de vista geológico la Hoja de Alcalá de Henares se sitúa dentro de la cuenca Meso-Terciaria del Tajo o Cuenca de Madrid en la zona de transición de las facies intermedias a centro de la cuenca.

El borde en 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 de la Falla de La Berzosa-Riaza y se caracteriza por el predominio de series ordovícicas, existencia de un metamorfismo de grado bajo, existencia de sedimentos pérmicos y ausencia total de manifestaciones plutónicas granitoides tardihercínicas en superficie. El *Dominio Central*, 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 tardihercínicos 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 prehercínicos (Asínticos y Sárdicos). Los movimientos de fracturación tardihercínicos 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 tardihercínicas 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 austrícos).

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 presenta 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, con grandes alineaciones morfoestructurales definidas por los ríos Henares y Jarama.

Desde el punto de vista geomorfológico general destacan los siguientes elementos: Las altiplanicies calcáreas de los **Páramos**, altiplanicies debidas a una superficie de erosión intramiocena exhumada, formas de enlace entre las altiplanicies y la red fluvial (sistemas de glacis, escarpes en valles disimétricos y relieves en graderío debidos a las terrazas de los ríos (Henares y Jarama).

Para la realización de la Hoja se ha partido de una información cartográfica de gran calidad constituida por el Mapa Geológico 1.50.000 1ª serie, realizado por CAPOTE y CARRO (1968), y por la cartografía litológico-geotécnica de los Estudios previos del MOPU, tramo Madrid-Guadalajara (1971).

1. ESTRATIGRAFIA

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

- Yesos y yesos y lutitas inferiores que afloran en el sector suroccidental de la Hoja. (Unidad cartográfica 1)
- Arcillas inferiores de la Unidad Alcalá. (Unidades 2 y 3)

Una importante ruptura sedimentaria separa estas unidades de las suprayacentes.

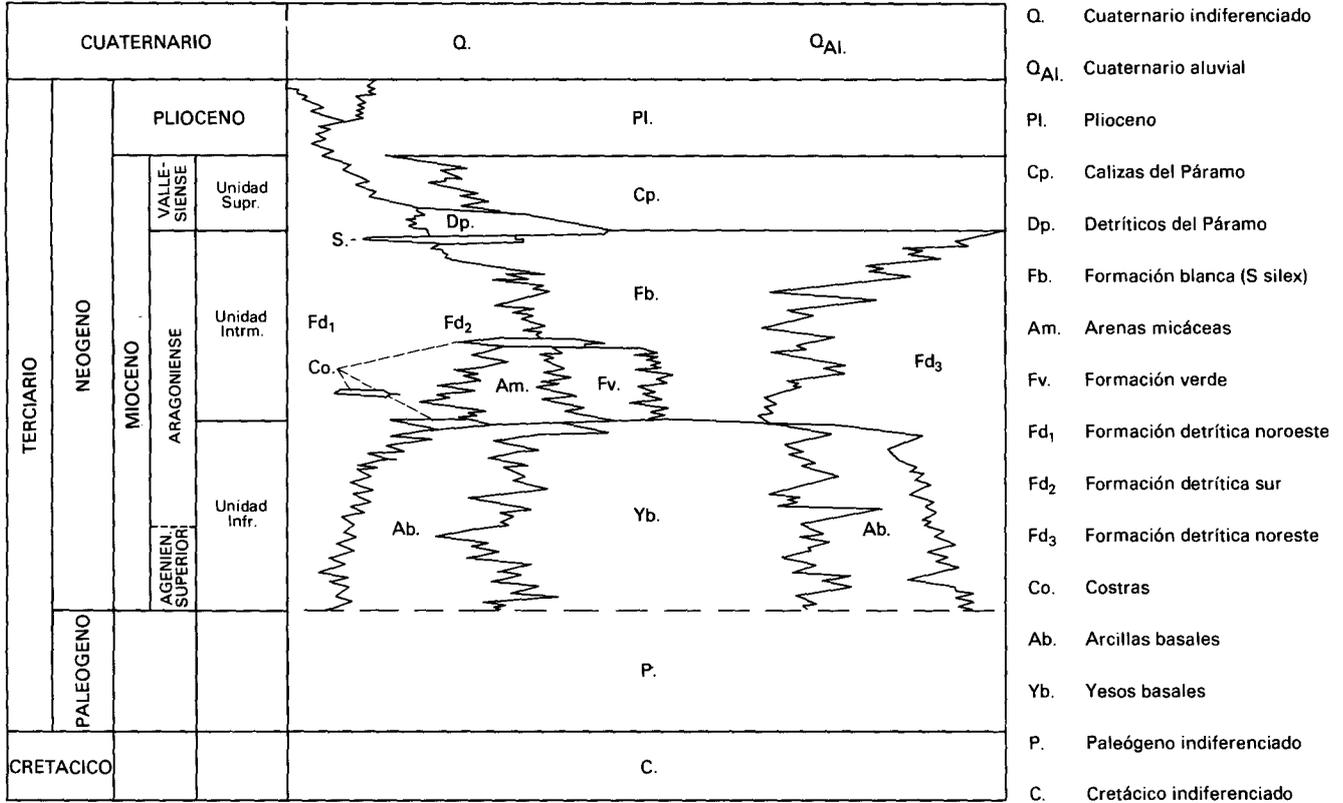
- Arcosas blanquecinas del Jarama con elementos metamórficos y calcáreos. Correlacionables por cartografía con la serie arcillo-arenosa de Paracuellos y que se indentan con los materiales arcillosos superiores de la Unidad o Facies de Alcalá. Tienen procedencia del NNO (macizo granítico metamórfico de El Vellón) (7).
- 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. (4 y 5).
- Arenas de la Facies Madrid constituídas por granitos, pegmatitas, aplitas, pórfidos, cuarzo, feldespatos, gneis y esquistos 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 (6).
- Areniscas, arenas y arcillas de la Facies Alcalá superior con abundantes feldespatos y proporción variable de elementos metamórficos, que constituyen la serie roja, de la Unidad Terminal del Mioceno (8 y 9).
- Arcillas grises, areniscas, margas yesíferas, yesos, bentonitas y sepiolitas que forman la denominada Facies Blanca. (Facies Anchuelo, etc.) y que están coronadas por niveles carbonáticos con sílex (10, 11, 12 y 13).
- Conglomerados y areniscas de la red fluvial intramiocena, separados de las unidades infraacentes por una clara ruptura sedimentaria (14).
- Calizas de los Páramos que coronan la serie miocena (15).

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 por los depósitos de glaciares y terrazas de los arroyos Anchuelo y Pantueña. (Unidades 17 a 42).

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 continúa 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 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 arcósicas 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 Paleógeno arcósicos aflorantes al oeste y sureste de Madrid y en el norte de la provincia de Toledo. PEREZ GONZALEZ *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 los Iberomanchegas 1 y 2, en el 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.). Establecen 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 la Raña. GARRIDO MEGIAS *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 y PORTERO (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 y AZNAR, (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 Taio.



- Q. Cuaternario indiferenciado
- QAl. Cuaternario aluvial
- Pl. Plioceno
- Cp. Calizas del Páramo
- Dp. Detríticos del Páramo
- Fb. Formación blanca (S silix)
- Am. Arenas micáceas
- Fv. Formación verde
- Fd₁ Formación detrítica noroeste
- Fd₂ Formación detrítica sur
- Fd₃ Formación detrítica noreste
- Co. Costras
- Ab. Arcillas basales
- Yb. Yesos basales
- P. Paleógeno indiferenciado
- C. Cretácico indiferenciado

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), o son incluso más modernos y discordantes sobre dicha unidad (Piedemontes de Somosierra).

Como se ha observado en zonas próximas, de borde, Hoja de Valdepeñas de la Sierra (10-19) y Jadraque (21-19), los términos inferiores de la **Unidad terminal** reposan mediante discordancia angular sobre la Unidad basal margo yesífera. Los términos superiores 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 CLAVO (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). La relación entre estas unidades generales de la cuenca y nuestras unidades cartográficas ha quedado esbozada al principio del capítulo de Estratigrafía. Durante la exposición de los apartados siguientes se hará referencia a la relación entre ambas.

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 2 y 3 (Ab), 8, 9, 19 (Fd₃), 11, 12, 13 (Fb).
- Procedencia del NNO y NO: Unidades 4 (Fv) y 5, 6, 7 (Fd₁).

Los detríticos de la red fluvial intramiocena (14) son la unidad Dp y las calizas 15 la Cp. y constituyen la Unidad superior de los citados autores.

1.1.1. Yesos masivos y yesos tableados (1). Yesos basales (Orleaniense)

Afloran extensamente en las márgenes y escarpes del río Jarama, bajo las terrazas de la zona de Mejorada y Velilla de San Antonio y en la zona de El Telégrafo-El Campillo (Rivas-Vaciamadrid).

Representan la Unidad inferior del Mioceno de JUNCO y CALVO (1983) y la unidad tectosedimentaria **Yesos detríticos inferiores** o Unidad tectosedimentaria 1 de GARRIDO MEJIAS *et al.*, (1980, 1982). Pasa lateralmente a las arcillas con yeso y arcillas y arenas micáceas de las unidades cartográficas 2 y 3.

Está constituido por una potente serie de yesos grises, yesos especulares e incluso sacaroides, entre los que se intercalan niveles decimétricos de margas grises que contienen cristales de yeso. La proporción y espesor de las intercalaciones margosas aumenta hacia el este en las proximidades del cambio lateral de esta unidad con las 2 y 3. Hacia el centro de la Cuenca pasan a facies evaporíticas con anhidrita, magnesita, halita, dolomita, glauberita, thenardita, polihalita y bloedita (GARRIDO MEJIAS *et al.*, 1980).

El espesor máximo visible de esta unidad cartográfica es del orden de los 80-100 metros.

Corresponden a depósitos de lagos playa salinos. Sin embargo en el sector central de la Cuenca (área de Villarrubia de Santiago-Villaconejos) se ha propuesto recientemente modelos de sedimentación evaporítica en lagos permanentes.

La edad de esta unidad cartográfica se establece en base a la de la unidad suprayacente que contiene las faunas de Madrid (San Isidro, Moratines, C. Pegaso, O'Donnell, etc.) y a la de los restos de *Lagopsis peñai* encontrados en el sondeo SGOP (JUNCO y CALVO, *o.c.*) y debe representar el Aragoniense inferior y parte del medio, quedando incluidos pues en el Orleaniense. JUNCO y CALVO (*o.c.*) sitúan su límite inferior en la base del Aragoniense superior.

1.1.2. Arcillas marrones y grises. Cristales de yeso y yeso diagenético (2). Arcillas marrones y arenas finas micáceas gris verdosas (3). Unidad Alcalá inferior (Orleaniense).

Afloran en los escarpes de la margen izquierda y bajo las terrazas del río Henares en el sector de Alcalá así como en las laderas de los arroyos Pantueña y Anchuelo bajo depósitos de glaciés.

En la margen izquierda del Henares dan lugar a terrenos fuertemente disectados con profusión de barrancos y cárcavas.

Los materiales arcillosos se explotan activamente por las industrias cerámicas implantadas en Alcalá de Henares, Torres de la Alameda, Los Hueros y Loeches.

Ambas unidades están limitadas en su techo por una importante ruptura sedimentaria a nivel de Cuenca que separa un conjunto inferior formado por los yesos antes descritos y las arcillas basales que nos ocupan (Unidad inferior de JUNCO y CALVO *o.c.* y Unidad Tectosedimentaria 1 de GARRIDO *et al.*, 1980), de la Unidad intermedia o U.T.S. 2 de los mismos autores. Esta ruptura sedimentaria, fue citada por ESCORZA (1979) en las laderas del Cerro de San Juan del Viso y viene dada por la aparición de una fuerte descarga detrítica penetrativa en la Cuenca que sobrepasa los depósitos finos y evaporíticos.

En la columna de Alcalá de Henares se han medido 65 metros pertenecientes a la unidad cartográfica 3, cuyo espesor total aflorante en la Hoja es del orden de 80-90 m.

Alternan niveles de arcillas más o menos limolíticas marrones en gruesas capas de hasta 1 metro de espesor con niveles laminados de limos y arenas muy finas micáceas grises que a su vez forman capas de decimétricas hasta de varios metros de espesor. Hacia el techo aparecen algunos niveles de calizas de pocos centímetros de espesor.

En la cartografía se ha distinguido la zona de paso lateral de esta unidad a los yesos como la unidad cartográfica 2, en la que empiezan a aparecer yesos en cristales dispersos, nivelitos de yeso y yeso diagenético.

Las arenas finas y limos están formadas por cuarzo (30 %-50 %), biotita y moscovita (25 %-60 %), feldespatos potásicos (0 %-10 %), plagioclasas (0 %-10 %) y matriz clorítica o sericitica en proporciones variable de hasta el 20 %. Hay trazas de cantos blandos. Las arcillas son esmectitas (45 %- 50 %) e illitas (40 %-45 %) y en menor proporción caolinitas (10 %). Las calizas son dismicritas dolomitizadas palustre-lacustre con algas, oogonios de characeas y ostrácodos o dolomicritas con yeso y arcilla de origen edáfico.

Los cuerpos limolítico arenosos tienen geometría de *sheets* que pueden aparecer aislados entre las arcillas o superponerse en intervalos de más de 10 metros de espesor. Cada *sheet* puede tener una sola secuencia estructural o superponerse varias secuencias. Una secuencia completa está formada por laminación paralela de alto régimen de flujo, *climbing-ripples* con *convoluted* debido a escape de agua y laminación paralela de decantación. Esta secuencia es propia de la desaceleración de una corriente tractiva. Las arcillas presentan a veces claros colores de hidromorfismo y en ocasiones bioturbación producida por organismos de cuerpo blando.

Los *sheets* no alternan con canales sino que se sitúan preferentemente en posición distal, al sur, más hacia las facies evaporíticas a las que pasa la unidad. Las facies canalizadas se sitúan al norte en la vecina Hoja de Algete. De esta manera no pueden ser interpretados como depósitos de desbordamiento de los canales. Dichos *sheets* corresponden a los lóbulos que se formarían en la desembocadura de los canales; no manifiestan ninguna tendencia secuencial estratonomica. El nivel de base del sistema deposicional debe corresponder a un medio lacustre, evaporítico de fondo arcilloso, controlado por los aportes terrigenos.

La edad se establece en base a los mismo criterios que para los materiales yesíferos descritos en 1.1.1. y viene además apoyada por el yacimiento de Henares 1 de la colindante Hoja de Algete (10-21) con *Testudo (Geochelone) bolivari*, *Soricidae*, *Lagopsis* sp. y *Megacricetodon* sp. de gran talla que se asimila a un ejemplar grande en una población de *M. collongensis* propia del Orleanense.

1.1.3. Arcillas grises, margas calcáreas. Sílex y sepiolitas (4). Orleanense superior-Astaraciense

Aflora en el extremo noroeste de la Hoja en la zona de Paracuellos del Jarama-Torrejón de Ardoz (Cerro de los Berrocales), en la margen derecha del Jarama (Cerro del Telégrafo) y en los alrededores de Loeches, en donde se sitúa bajo la Unidad Facies Blanca (12) (Casa de Valdejatos, Alto del Rabón).

Aparece dando lugar a laderas suavizadas, localmente disectadas por barrancos y cárcavas.

JUNCO y CALVO (o.c.) sitúan en la base de las arcillas gris-verdosas de Paracuellos-El Telégrafo, cuyo yacente son los yesos inferiores (1), la ruptura sedimentaria que separa sus unidades inferior e intermedia (UTS 1 y UTS 2 de GARRIDO et al. 1980)

En la zona de Loeches existe una gran similitud de facies entre las arcillas gris verdosas que se sitúan bajo la Facies blanca y las arcillas que constituyen el cambio lateral de los yesos (1) a las arcillas marrones basales (2 y 3), llegando ambas, incluso, a superponerse. Por esta razón no han podido separarse en la cartografía.

La existencia de facies gris verdosas como cambio lateral del techo de los yesos basales plantea la duda de si la Formación gris verde de Paracuellos-Torrejón, pertenece a la Unidad inferior o es la base de la Unidad intermedia. En este último supuesto la ruptura sedimentaria entre las Unidades inferior e intermedia habría que situarla en la base de las Arcosas gruesas de Paracuellos (6).

Al noreste de Torrejón en el Cerro de los Berrocales afloran 45 metros de arcillas y margas gris verdosas entre las que se intercalan niveles decimétricos de calizas arcillosas dolomíticas blancas, con o sin sílex, que ocasionalmente presentan estructuras prismáticas verticales que se interpretan como el resultado de procesos edáficos.

Las arenas son finas a medias con cuarzo, feldespatos y un 40-60% de micas (biotitas). Localmente tienen estructuras de estratificación cruzada y más frecuentemente *ripples* y laminación lenticular.

Las arcillas son fundamentalmente montmorillonitas (bentonitas) e illitas y caolinitas minoritarias. Son frecuente los niveles con sepiolita.

Al sur del Cerro del Telégrafo en la margen derecha del Jarama son muy abundantes los niveles carbonáticos; dolomías margosas blanquecinas que llegan a constituir la masa fundamental de la unidad en el borde sur de la Hoja en este sector.

En la zona de Loeches se intercalan, además de algunos niveles carbonáticos, lechos de arcillas rojas como consecuencia del cambio lateral de esta unidad a la Facies Alcalá superior (8, 9). En este sector las arcillas y margas verdes relacionadas con el techo de los yesos basales contienen cristales y nivelillos de yeso.

Están en relación con facies distales de sistemas deposicionales de abanicos aluviales. Constituyen el *mud flat* de playas carbonatadas o salinas.

La edad se establece en base a la de los yacimientos existentes en la zona de Madrid situados en litofacies semejantes o equivalentes: Moratines, San Isidro, O'Donell, C. Pegaso etc. pertenecientes a la zonas MN4 de MEIN o C y D de DAAMS del Aragoniense medio (Orleaniense superior). Dado que en el sector meridional incluyen términos equivalente a gran parte de la Facies Blanca su edad de conjunto se da como Orleaniense superior-Astaraciense.

1.1.4. **Arcosas y fangos arcósicos marrones. Calizas, sílex, sepiolita (5).** (Orleaniense-Astaraciense)

Afloran en el extremo más noroccidental de la Hoja y constituyen el tramo superior de la facies de arcillas y margas gris verdes que forma la parte inferior de la serie estratigráfica de

Paracuellos de Jarama, a las que cambia lateralmente hacia el sur. Hacia el norte pasa a las arcosas de Madrid (6).

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 45-50 m.

Es elevado el porcentaje de niveles constituídos fundamentalmente por fracciones finas aunque también existen bastantes sedimentos arenosos y fangos con arena dispersa.

Los tramos más arenosos dan contenidos en cuarzo de (30 %-35 %), feldespatos (15 %-25 %) estando el resto 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 son fundamentalmente illita entre un (10 %-75 %) y caolinita que aparece como mineral asociado a los dos anteriores pero en porcentaje que no supera 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 de 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.

1.1.5. Arcosas gruesas (6). Facies Madrid. Mioceno medio superior (Astaraciense)

Esta unidad, como la anterior, aflora en el sector más noroccidental de la Hoja, en las proximidades de Paracuellos de Jarama formando un contraste de color claro con las series gris-verdosa y marrón (4 y 5) sobre las que se apoya discordantemente.

Tiene un espesor aproximado de 70 m constituídos 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 predominan 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 y 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. Su procedencia es del noroeste.

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 mediodistales 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).

1.1.6. Arcosas, limos y arcillas (7). Arcosas del Jarama. Mioceno medio superior (Astaraciense)

Afloran muy cubiertos bajo depósitos cuaternarios al norte de Torrejón de Ardoz.

Esta unidad se indenta con las litofacies de procedencia noroeste: Arcosas de Facies Madrid (6), Arcosas y fangos arcósicos (5) y Margas gris verdosas (4). Adquiere gran desarrollo en la vecina Hoja de Algete, en donde pasa a litofacies más gruesas denominadas Arcosas del Jarama.

La descripción que sigue se basa en los estudios efectuados en la citada Hoja.

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 recristalizados 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 proporción de 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 estaurólita.

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 %. Algunos granos presentan pequeños revestimientos de calcita (5 %) como cemento incipiente. Son arenas y areniscas muy fiables.

En los niveles intermedios, los granos que son de tamaño arena fina a limolítica, también subangulosos, están cementados por dolomicrita finamente recristalizada 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 recristalización 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, 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 arcilla estarían de acuerdo con la hipótesis anterior.

Las arenas finas masivas con cantos blandos 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 pero desconocemos su incorporación al sedimento.

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 sólo 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 substrato 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, encontrándose a veces 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.

Presentan unas intercalaciones de arenas gris-verdosas y lutitas rojizas que parecen corresponder a indentaciones de los sedimentos que constituyen la Facies Alcalá (8 y 9).

Todas las características de estos sedimentos 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 evaporíticas parecen 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.

1.1.7. **Arcosas, fangos, arcillas. paleosuelos carbonatados (8). Arcillas marrones y grises. Arenas arcóscas micáceas (9). Unidad Alcalá superior (Orleaniense superior-Astaraciense)**

Sus principales afloramientos se sitúan en las partes altas de la margen izquierda del río Henares, laderas del Cerro de San Juan del Viso, valles de los arroyos Pantueña y Anchuelo y vértice topográfico de Granja.

En la margen izquierda del Henares dan lugar a barrancos y cárcavas con una topografía muy disectada. En el resto de la Hoja aparecen en laderas suavizadas bajo coberteras de coluviones y glacia.

En su base se sitúa la ruptura sedimentaria que separa las unidades inferior e intermedia (JUNCO y CALVO o.c.) que fue denominada por MARTIN ESCORZA (1979), **discordancia Complutense**.

La unidad cartográfica 8 se ha estudiado en el corte de Alcalá de Henares en donde se han reconocido 45 metros. El espesor total es del orden de 90 metros en el Cerro de San Juan del Viso.

Está constituida por arenas finas a medias arcósicas, beige, que se presentan en niveles desde varios decímetros a 6-7 metros con intercalaciones de fangos limos y arcillas de tonos pardo-rojizos y marrones de hasta 6-7 metros de espesor. Son relativamente frecuentes los bancos centi-decimétricos de calizas y calizas arenosas de origen palustre edáfico. Localmente aparecen nivelitos con cristales lenticulares de yeso. El cemento de yeso está presente en algunos niveles.

Las arenas contienen cuarzo (40 %-50 %), feldespatos potásicos (20 %-30 %), plagioclasas (15 %-20 %) y micas negras (10 %).

Los niveles carbonatados son areniscas calcáreas o calizas arenosas con cuarzo (35 %), feldespato potásico (20 %), plagioclasas (10 %) y cemento calizo (30 %) o micritas con cuarzo y vacuolas irregulares de disolución de sulfatos.

Las arcillas están formadas de illita (35 %), esmectita (35 %), sepiolita (25 %) y caolinita (5 %).

Las arenas se presentan en cuerpos canalizados relativamente extensos, con escasas estructuras identificables. Es relativamente frecuente la laminación cruzada de surco de gran escala, concordante con la forma del canal, que parece estar en relación con el relleno del canal por barras de escasa altura, que se forman en zonas de expansión del flujo creciendo a modo de deltas. Dentro de esta hipótesis la laminación curvada de gran escala sería la estructura interna de una sección perpendicular a la barra. También se ha reconocido la presencia de *climbing ripples*.

En la columna de Granja se han reconocido facies más distales pertenecientes a la unidad cartográfica 9. En dicha columna se han medido 32 metros en los que alternan arcillas grises y marrones, en bancos potentes de hasta 5 m, con arenas finas blanco grisáceas y beige en capas decimétricas, que se amalgaman en bancos de hasta cuatro metros. Hay delgadas intercalaciones de limos y a techo de dolomías con cemento de yeso y abundante bioturbaación por raíces y organismos de cuerpos blando.

Las arcillas presentan localmente colores de hidromorfismo. Las arenas son finas o muy finas y están compuestas por cuarzo (35 %) feldespatos potásicos (30 %), plagioclasas (20 %-25 %) y biotita (10 %-15 %).

La geometría de los cuerpos arenosos es de *sheets* constituídos por una o varias secuencias. La secuencia más completa observable está definida por laminación paralela de alto régimen de flujo, *climbing ripples*, *convolute bedding* por escape de fluidos, y laminación paralela de decantación. Esta secuencia es típica de la desaceleración de una corriente tractiva. Esporádicamente se ha observado alguna facies canalizada de escasa extensión que erosiona algún *sheet* y paralelamente a ellos.

Todas las estructuras observadas en ambas columnas son o bien de desaceleración de una corriente tractiva o bien se forman en estados moderados a bajos de caudal. Las relaciones verticales y laterales entre *sheets* y canales indica una relación genética entre ambos tipos de cuerpos arenosos, en la que los *sheets* serían depósitos no canalizados que podrían ser interpretados como el producto del desbordamiento de los canales o sus lóbulos de desembocadura. En el primer caso los depósitos de desbordamiento se alternarían con los canales y los *sheets* no se superpondrían con tanta frecuencia en intervalos de más de 5 m sin interdigitarse con los sedimentos de la llanura de inundación.

Interpretamos esta asociación de facies como la zona más distal de un abanico aluvial, en la que los *sheets* corresponderían a los lóbulos que se formarían en la desembocadura de los canales. A diferencia con los lóbulos deposicionales formados al frente de los canales de los abanicos submarinos profundos, los *sheets* no manifiestan ninguna tendencia secuencial estratigráfica. El nivel de base del sistema deposicional parece corresponder a un medio lacustre de fondo arcilloso, controlado por los aportes de terrígenos. El conjunto de facies puede ser también definido como el delta lacustre de un abanico aluvial.

La edad se establece en base a la del yacimiento de Henares 2 situado al norte en la Hoja de Algete. Contiene: Peces ciprínidos, 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 sólo posible en el Aragoniense medio-superior (Orleaniense sup.-Astaraciense). El hamster *M. collongensis* se encuentra sobre todo en la parte alta del Aragoniense medio (zona MN 4 O MN 5). Esta unidad pasa lateralmente a la Facies Blanca (11, 12, 13) supradatada como Vallesiense inferior. Por ello consideramos que incluye, además del Orleaniense superior, todo el Astaraciense e incluso el Vallesiense inferior. Por ello consideramos que incluye, además del Orleaniense superior, todo el Astaraciense e incluso el Vallesiense basal.

1.1.8. Arcillas y margas yesíferas. Yesos. Arcosas (10). Facies Anchuelo (Orleaniense superior-Astaraciense)

Afloran en los valles de los arroyos Pantueña y Anchuelo en laderas suavizadas recubiertas por coluviones y depósitos de glaciés. En las partes altas de las laderas se observa una disecación mayor por arroyos y barrancos encajados. También aparece en las partes altas de la margen izquierda del Henares en los bordes de las muelas de los cerros de San Juan del Viso, Ecce Homo y Alto de las Canteras en donde se sitúa en zonas de fuerte pendiente surcadas por barrancos y cárcavas.

Es el resultado del paso lateral de la parte alta de la Unidad Alcalá superior (8) por aparición de niveles yesíferos potentes. A su vez pasa lateralmente a la Facies Blanca (11, 12, 13).

Tiene un espesor máximo de 70 metros en la zona de Anchuelo.

Se trata de un conjunto heterolítico formado por limos y arcillas pardo rojizas y ocres que frecuentemente contienen cristales de yeso en proporciones variables, entre los que se intercalan bancos decimétricos a métricos de yesos especulares y niveles del mismo espesor de arenas arcósicas medias a finas que pueden tener cemento calcáreo o de yeso. Son frecuentes, sobre todo en la parte norte de la Hoja, las facies arenosas canalizadas (litarcosas) que contienen gravilla en cicatrices internas y los niveles de limos con nódulos de carbonatos.

Las arenas están compuestas por cuarzo (25 %), feldespato potásico (10 %-15 %), plagioclasas (10 %), biotita (10 %), matriz sericítica (15 %-30 %) y cemento calcáreo y/o de yeso (10 %-30 %).

El cemento de yeso cristalino poikilotópico se produce en la recristalización diagenética de yeso primario o bien puede ser producida por relleno de espacios intergranulares, mediante circulación de aguas yesíferas. El cemento calcítico es un cemento formado en espacios intergranulares por disolución del cemento de yeso.

Los limos y arcillas se disponen en secuencias granodecrecientes limo/arcilla, frecuentemente con cristales de yeso, que pueden terminar en un banco de yeso especular.

Las arenas tienen geometría canalizada, en el norte de la Hoja, y contienen estratificación cruzada de *ripples*. En la zona de Torres de Alameda no se observan estructuras debido a la cementación y procesos diagenéticos.

Este conjunto de facies en las que predominan las litologías con presencia de cristales de yeso es propia de los ambientes de *playa-lake*, más concretamente de su orla externa o llanura salina, en la que los cristales crecen por evaporación capilar. La presencia en bancos de yeso y de facies arenosas canalizadas nos indica que la sedimentación se ha producido en el límite entre los aportes terrígenos distales de sistemas deposicionales tipo abanico aluvial y un lago playa.

La edad de esta unidad cartográfica se deduce de la Unidad de Alcalá superior (8) a la que pasa lateralmente. Se sitúa en algunos puntos directamente bajo los depósitos de la **Red fluvial intramiocena** (14) datada como Vallesiense inferior en la Hoja 21-22 (Brihuega). Representa pues al Orleaniense superior-Astaraciense y probablemente Vallesiense basal.

1.1.9. Arcillas y margas yesíferas, yesos (11). Arcillas, margas, calizas margosas y calizas dolomíticas (12). Facies Blanca (Orleaniense superior-Astaraciense)

Estas unidades afloran en las vertientes al pie de los páramos calizos en el sector centro meridional y oriental de la Hoja

Se indentan claramente con la Facies Anchuelo (10), en las laderas del Alto de las Canteras, zona de Villalbilla y Torres de la Alameda.

En el sector de Nuevo Baztán y Torres de la Alameda se diferencian claramente dos subunidades separadas por una ruptura menor que se refleja en un acusado cambio de quimismo, pasándose en la vertical de facies evaporíticas con abundantes yesos (11) a facies predominantemente carbonáticas (12). Este cambio se realiza también menos acusadamente en la horizontal, de manera que la unidad yesífera 11 pasa hacia el sur y sureste de Torres de la Alameda a facies en que las intercalaciones yesíferas son escasas dominando los carbonatos y margas que se han asimilado en conjunto a la facies 12.

La unidad 11 tiene un espesor máximo variable de unos 60 metros en Villar del Olmo (borde sureste de la Hoja). En esta zona se ha levantado la columna de Nuevo Baztán en los que se han estudiado los 20 metros superiores.

Está constituida por yesos microcristalinos, alabastrinos, yesos especulares y por arcillas, arcillas margo yesíferas, margas yesíferas blancas y gris verdosas. Ocasionalmente aparecen niveles de margas sepiolíticas y dolomías. El yeso cuando está incluido en las arcillas o margas es de hábito lenticular, o bien forma agregados del tipo rosas del desierto. El conjunto se presenta estratificado en capas de orden decimétrico y raramente métrico.

Las arcillas contienen proporciones variables de cuarzo (5 %) y yeso (25 %) y están formadas por illita (25 %-60 %), caolinita (10 %-20 %) y esmectitas (30 %-55 %).

Los niveles carbonatados están compuestos por dolomicrita-esparita y yeso en proporciones de hasta el 70 %. Se observan señales de disolución de sulfatos y bioturbaciones de raíces.

Representan depósitos de lagos playa salinos cuya extensión y disposición varía a lo largo del tiempo encontrándose facies de yesos del lago playa y facies de la orla externa de los mismos o llanura salina en la que los cristales crecen por evaporación capilar.

En la vertical se reconocen secuencias de expansión y retracción de los *playa-lake* salinos.

Como se ha indicado, lateralmente pasan hacia el sector de Campo Real a facies más carbonáticas por tratarse los lagos playa alimentados por aportes del NO y NNO que proceden de granitos, gneises y calizas. Los lagos-playa salinos están en relación con aparatos deposicionales provenientes del NNE y NE que drenaban relieves con sustrato paleozoico, mesozoico y paleógeno, con presencia de evaporitas (Trias, Cretácico terminal-Paleógeno).

Los niveles carbonatos superiores de la Facies Blanca están constituidos por una alternancia de capas decimétricos e incluso métricas, margas, margocalizas, calizas más o menos dolomíticas blanquecinas y arcillas gris verdosas que pueden alcanzar un espesor próximo a los 35 metros.

En la columna de Nuevo Baztán aparece intercalado un nivel de 5 metros de espesor de dolomías oquerosas, brechoides de aspecto carniolar con algún nódulo de sílex, que en la base son esparitas con señales de epigénesis de yeso.

Se interpretan como depósitos de lagos-playa y lagos carbonatados. Estos sedimentos solapan hacia los bordes de la cuenca a facies más detríticas y tienen un carácter extensivo, quedando sus facies detríticas equivalentes más próximas a los marcos montuosos. Esto es consecuencia de la pérdida de energía de los aparatos deposicionales debida a la degradación del relieve del borde de la cuenca.

La edad de estas unidades se establece en base a la de las unidades 8 y 10 de la que es cambio lateral y que ha sido discutida en párrafos anteriores.

1.1.10 Calizas dolomíticas con pseudomorfos de yeso. Sílex (13). Astaraciense superior

Aflora en todo el ámbito de la Hoja dando lugar a resaltes estructurales y rellanos.

Está limitada a techo por una ruptura sedimentaria mayor que separa la Unidad intermedia de la superior cuya base la constituye la **Red fluvial intramiocena** de CAPOTE y CARRO (1968). Esta superficie está afectada por procesos de karstificación-disolución. Este nivel resistente da lugar a la superficie de los páramos del sector norte y noreste de la Alcarría (Hojas 21-19, Jadraque y 21-20 Brihuega) al haber sido exhumado por desmantelamiento de los materiales de la unidad superior.

Está constituido por 10-15 metros de calizas más o menos dolomíticas oquerosas con texturas de disolución-sustitución de evaporitas (*chicken wire*). Contienen abundantes nódulos de sílex que pueden alcanzar tamaños del orden de un metro.

Al microscopio son esparitas con sílex y señales de epigénesis de yeso, total en ocasiones. Otros niveles son micritas algáceas recristalizadas o biomicritas dismicriticas con gasterópodos, ostrácodos y oogonios de characeas.

La sedimentación de esta unidad se ha realizado en un ambiente lacustre más o menos generalizado que representa el fin del ciclo sedimentario iniciado con el depósito de los términos basales de la Unidad Alcalá superior.

La edad es Astaraciense superior, incluso Vallesiense basal (yacimientos del Castillo de Jadraque, Hoja 21-19: Jadraque), situándose bajo los niveles detríticos de la **Red fluvial intramiocena** perfectamente datados como Vallesiense inferior en Torija (Hoja 21-20 Brihuega).

1.1.11. Conglomerados cuarcíticos, arcosas, arcillas y calizas limolítico arenosas (14). Red fluvial intramiocena. Vallesiense inferior

Afloran normalmente bajo las calizas sobre las que se desarrolla la superficie multipoligénica del Páramo de la Alcarría de Alcalá. En algunos puntos dicha superficie, fosilizada por una costra laminar, se sitúa directamente sobre esta unidad (cerros de San Juan del Viso, Ecce Homo, Canteras y sureste del Rabón). En otras ocasiones la superficie está desmantelada y los conglomerados y arenas dan lugar a altiplanicies muy suavemente alomadas (Alto de las Cuevas).

Constituyen la denominada **Red fluvial intramiocena** de CAPOTE y CARRO (1968)

En su base se sitúa una importante ruptura sedimentaria de significado cuencal que limita la Unidad superior de JUNCO y CALVO (o.c.) o UTS 3 de G. MEJIAS *et al.* (oo.cc.).

Regionalmente ha sido estudiada con anterioridad por CAPOTE y CARRO (oo.cc.) y A. AMOR y G. MARTIN (1977). Estos autores señalan 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.

Los estudios realizados por ASENSIO AMOR y GONZALEZ MARTIN (1977), en las dos bandas de conglomerados revelan una composición litológica global bastante homogénea. Predominan los 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, en los afloramientos más occidentales, también existen cantos de granito de hasta 6 cm y pizarras. Sus espectros litológicos muestran que los elementos superiores de 6 cm están constituidos principalmente por cuarcitas y las calizas son relativamente raras y solo 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 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 sistemas fluviales con numerosos paleocauces, de edad miocena. Después de la sedimentación de la Facies Blanca se produjo un período erosivo durante el cual se instaló una red fluvial bien definida que desagüaba hacia el sur, CAPOTE y CARRO (1968). La arteria serviría en parte también de desagüe a la Sierra de Guadarrama como 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 presencia de algunos paleocauces situados en las inmediaciones de la localidad de Huerta de Valdecarábanos indican que también existen afluentes procedentes de los Montes de Toledo.

En la Hoja de Alcalá de Henares se ha estudiado en la columna estratigráfica de Campo Real, en donde se han medido 16 metros de la unidad. En la Hoja tiene espesores comprendidos entre 25 y 10 metros, y se presentan dos tipos de facies: tipo Campo Real y tipo Olmeda de las Fuentes (al este de la Hoja).

En Campo Real afloran en la base arenas arcósicas con gravas de cuarcita dominante y cantos blandos dispuestos en cicatrices o entre las láminas de barras de arena gruesa. Hay intercalaciones de limo-arcilla y arena fina. Son arenas gruesas formadas por cuarzo (50 %), feldespato potásico (40 %), fragmentos de rocas metamórficas (10 %), micas, sillimanita, cordierita y andalucita. La composición de la fracción pesada se da en el cuadro 1.

A estos cuerpos de arena se superponen 5 metros de arcillas rojizas y verdosas con arena de cuarzo y feldespato dispersa (20 %-25 %), formadas por esmectitas (30 %-50 %), illita (25 %-45 %) y caolinita (25 %). Siguen 3 metros de calizas arenosas con cuarzo (15 %), micrita (35 %), esparita (45) y micas (10 %) con huellas de disolución de sulfatos. Corresponden a encostramientos carbonatados de tipo suelo calcimorfo. En otros puntos de la Hoja son frecuentes los bancos de calizas limolítico-arenosas, pardo-rojizas de origen palustre edáfico entre las que se intercalan otros niveles de calizas micríticas de origen palustre-lacustre.

Esta unidad está formada en su mitad inferior por canales amalgamados. El relleno de estos canales son arcosas, cuarcitas y cantos blandos. En el interior se distinguen depósitos de *lag*, barras de gravas, cantos imbricados, estratificación cruzada de dunas, estratificación cruzada de *ripples* y limos. Los canales no solamente están rellenos por diferentes facies, asociadas a diferentes granulometrías, sino que son de distinta profundidad. Esta heterogeneidad en el tamaño de los canales y en su relleno reflejaría su relación con un sistema

MUESTRAS UNIDADES CARTOGRAFICAS	Opacos naturales	Opacos de alteración	PORCENTAJES DE MINERALES PESADOS TRANSPARENTES ENTRE SI																				
			Turmalina	Circón	Granate	Rutilo	Anatasa	Broquita	Titanita	Estaurrolita	Distena	Andalucita	Sillimanita	Epidota	Anfiboles	Piroxenos	Micas	Cloritas	Carbonatos	Sulfatos	Apatito	Monacita	Zoisita- Clinozoisita
UNIDAD ALCALA SUPERIOR	F	F	38	3	21	4	3	2	T	12	6	T	1	T		T	A	A			10		
			8	8	52	3	4	2		14	3		1	4	T		A	A			2		
FACIES ANCHUELO (10)	A	F E	14	5	34	5	5	1		20	5		1	5			A	A			5	T	
			21	1	24	1	1	T		40	8	2	2				F	F					
RED FLUVIAL IN- TRAMIOCENA (14)	A A	E F	16		4	2	1			35	2	8	30	1							1		
			10	2	2	1	1	1	T	48	3	1	27			T	E	E			4	T	

CUADRO 1. Minerales pesados de algunas unidades de la Hoja de Alcalá de Henares. A: abundante; E: escaso; F: frecuente; TR traza.

en cuyo techo se desarrolla un paleosuelo. Canales de este tipo se han encontrado, en la misma unidad, en la Hoja de Guadalajara y se interpretan como canales de tipo *braided* que no han alcanzado o se han conectado con el área. Las direcciones de paleocorrientes medidas en los canales oscilan entre 170° y 210° hacia el sur. Los nivelitos de calizas lacustre-palustres hacen pensar que además de un sistema fluvial bien definido en la base debió existir en estas regiones un régimen de encharcamiento local, cada vez más generalizado hacia el techo, hasta pasar el régimen lacustre de depósito de las calizas de los Páramos.

En la zona de Olmeda de las Fuentes no aparecen facies canalizadas sino fangos pardo-rojizos, con arena dispersa, entre los que se intercalan areniscas limolíticas calcáreas de base plana y relleno de pequeños canales. Son frecuentes las intercalaciones de calizas arenoso-limolíticas palustre edáficas y las nodulizaciones de carbonatos. También existen potentes niveles de fangos húmicos grises oscuros, con fragmentos de conchas de gasterópodos, que pueden considerarse depósitos de ciénagas. Este conjunto de facies representa los depósitos de llanura de inundación de los márgenes de los sistemas fluviales trenzados principales, señalados por CAPOTE y CARRO (1968).

La edad de la unidad es Vallesiense inferior en base a la cronología del yacimiento de Torija (Hoja 20-20: Brihuega) en el que se han encontrado un molar de *Proctictytherium crassum* que define un posible Vallesiense inferior.

1.1.12. Calizas y costras laminares (15). Principales afloramientos de costras laminares (16). Calizas de los Páramos ss. y costras laminares bandeadas y multiacintadas. Vallesiense-Turolense ?. Plioceno

Aflora extensamente en la mitad oriental de la Hoja, afectada por una superficie de erosión poligénica tapizada localmente por costras laminares.

Morfológicamente constituye las altiplanicies de los Páramos de la Alcarria de Alcalá.

Representa el final del ciclo sedimentario de la Unidad superior CALVO y JUNCO (*o.c.*) o UTS 3 de GARRIDO *et al.*, (*oo.cc.*).

Numerosos autores se han ocupado de las características y ambiente de sedimentación de las Calizas de los Páramos, en esta zona. H. PACHECO, F (1924) y ROYO GOMEZ (1929) consideraban que la Caliza del Páramo se había formado en un ambiente lacustre, CAPOTE y CARRO (1968) 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 este sector; distingue calizas homogéneas (micritas, microesparitas o pseudoesparitas), calizas grumelares (calizas con textura grumelar debida a *gravels* micríticos), calizas fosilíferas (biomicritas con algas, gasterópodos y ostrácodos), calizas brechoideas (con clas-

de musgos) y calizas karstificadas. Estas facies se depositan en medio 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 de Alcalá de Henares y aunque no puede establecerse una evolución lateral y/o vertical, dada la variabilidad de estas facies, se puede indicar que, en general (BUSTILLO, 1980), se pasa de oeste a este de facies de zonas litorales a áreas algo más profundas y tranquilas dentro de un ambiente general de aguas someras. A techo aparece un episodio tobáceo relativamente generalizado que indica una evolución de lagunas o palustres.

Se ha estudiado en el corte de Campo Real en donde las calizas presentan un espesor de 45-50 metros en una ondulación sinclinal. Dominan las calizas microcristalinas, tobáceas y oncolíticas estratificadas en capas de orden decimétrico. Aparecen algunos niveles de dolomías. Son normalmente *mudstones* y *boundstones* de vegetales y oncolíticos. A techo se encuentran muy karstificadas.

En la base se intercalan limos oscuros con estratificación cruzada de *ripples* y margas grises con oognios de characeas.

En la parte media aparecen delgadas intercalaciones de limos carbonatados.

Al microscopio las calizas son biomicritas, biomicritas oncolíticas y biomicritas oncolíticas limosas con algas clorofíceas y cianofíceas y ostrácodos. contienen un 60 %-70 % de micrita y 30 %-40 % de fósiles. Alguna muestra tiene un 5 % de limo de cuarzo.

En esta sección dominan los depósitos pertenecientes al litoral de las lagunas o charcas y a zonas pantanosas existiendo algunos niveles que pertenecen a depósitos de tipo lacustre en charcas de escasa profundidad.

PEREZ GONZALEZ (1982) realiza el perfil de la cantera de los Santos de la Humosa, situado en la Hoja colindante al norte de Algete (20-21), muy próximo al límite con la Hoja de Alcalá de Henares.

Sobre la caliza del Páramo deformada en suaves pliegues se desarrolla un proceso de karstificación con rellenos 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. Esta costra ha sido diferenciada como la unidad cartográfica 16 en algunos puntos.

Esta costra laminar 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 rojos con clastitos calcáreos y carbonatos blancos. Ambos contienen restos procedentes de la erosión de la *terra rossa* inferior.

La edad de las Calizas de los Páramos 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 Ventiense, 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.

1.2. CUATERNARIO

Las terrazas de los ríos Henares, Jarama y Pantueña-Anchuelo y sus llanuras o fondos aluviales son los depósitos cuaternarios más representativos de la Hoja, junto con los glaciares de acumulación ubicados en el valle del Pantueña-Anchuelo. Otros depósitos como los conos y abanicos aluviales, los coluviones y depósitos de pie de talud o los depósitos de fondo de dolina, aunque son de menor entidad areal, pueden alcanzar, sin embargo, un desarrollo relevante en algunos puntos concretos de la Hoja.

1.2.1. Gravos poligénicas, arenas y limo arcillas arenosas. Carbonataciones y costras calizas. Terrazas (17 a 31). Terrazas no diferenciadas (33). Pleistoceno

Por su número y extensión superficial las terrazas de los ríos Henares y Jarama son las más importantes dentro del contexto de la Hoja. El perfil más completo se encuentra en el río Jarama, en su margen izquierda, entre Mejorada del Campo y sur de Velilla de San Antonio. En el valle del Henares las terrazas conservadas están en la margen derecha, alcanzando un buen desarrollo las terrazas bajas y medias-bajas de campiña.

Altitudinalmente, y con referencia relativa al cauce, las terrazas están comprendidas entre los +7-9 m y los +160 m, encontrándose esta última en el valle del Jarama, en la Dehesa del Tío Marianito de cota 694 m.

En el valle del Henares las terrazas tienen litofacies (MIALL, 1978) principales de tipo G (gravas), coronadas a menudo por finos (F), en particular en las terrazas de campiña, siendo menos abundantes las S (arenas). De las primeras, están compuestas (PEREZ-GONZALEZ y ASENSIO AMOR, 1973) por gravas poligénicas de naturaleza, por orden de importancia, de cuarcitas, cuarzos y calizas del Páramo de la Alcarria, acompañados, a veces, por micacitas, neises y granitos. Las gravas se acumulan en más de 70 % en los tamaños comprendidos entre 2 y 8 cm, de eje mayor. El centilo puede alcanzar valores de hasta 35 cm ó 40 cm. Las estructuras internas observadas permiten codificar las litofacies G, como Gm de barras longitudinales, Gp de barras transversas y también no son infrecuentes la Gp de relleno de canales menores. Estas litofacies son de grano soportado y presentan arenas, 5 % al 15% en volumen que rellenan los huecos.

Las litofacies S son de textura de arena media a gruesa, con porcentajes de limo-arcilla inferiores al 3 %, excepto cuando están afectadas por procesos de argiluviación, pudiendo

en estos casos incrementarse la fracción fina hasta el 15 % o más en relación con su posición en el perfil edáfico. La litofacies característica es la St.

Las litofacies F, representan facies de llanura de inundación y su composición textural es de arena fina a muy fina, hasta el 60 %, y limo-arcillas del 30 al 40 %. Pueden en apariencia ser masivas o presentar finas laminaciones, *ripples* o hiladas discontinuas de gravillas. Son litofacies del tipo Fl.

Los espesores máximos de estas terrazas fluviales son del orden de los 5 ó 6 m.

La composición mineralógica de las terrazas del Henares (PEREZ MATEOS y BENAYAS, 1963; ALEIXANDRE *et al.*, 1977) está formada por la asociación de minerales pesados: estauroлита (23 %-67 %) - turmalina (4 %-28 %) - granate (1 %-22 %). En los ligeros el cuarzo (60 %-84 %) es el mineral principal, acompañado por el feldespato potásico (2 %-15 %).

En el valle del río Jarama, las litofacies características y su frecuencia de aparición son semejantes a las del río Henares, a excepción hecha del nivel más inferior (33) o terraza de "+ 18-20 m" que se tratará aparte. El perfil mejor conocido y además conservado es el de Mejorada del Campo. Está compuesto, al menos, por 7 terrazas, sin tener en cuenta la de "+ 18-20 m", de cotas relativas entre los + 40 m y los 125-135 m de la terraza Granja. Ha sido estudiado por ASENSIO AMOR y VAUDOUR (1967), y concluyen que los materiales detríticos gruesos de las terrazas tienen naturaleza de cuarcitas mayoritarias, con presencia más acusada de cuarzos en los tamaños pequeños y débil presencia de calizas, sílex y eruptivos y metamórficos. Los cantos se agrupan, normalmente, en más del 70 % entre los 2 cm y los 8 cm, y el centilo oscila entre los 24 cm y 30 cm, de eje mayor. Los espesores no sobrepasan los 6 m, a no ser la terraza Granja (+ 125-135 m) que soporta, sobre las gravas fluviales y limos de llanura, depósitos de clara influencia lateral constituidos por facies arenosas y de gravilla, arcillosas y limoarenosas y paleocanales de gravas poligénicas, de procedencia NE. La potencia de estos aportes laterales es de unos 6 ó 7 m.

El nivel de "+ 18-20 m", con un espesor de más de una quincena de metros, está involucrado en los procesos de hundimiento del valle del Jarama, (PEREZ-GONZALEZ, 1971) que han dado lugar a terrazas complejas y a la inversión de algunas de las terrazas de campiña en la región de Arganda y aguas abajo. CARRILLO y ARCHE (1980) y ARCHE (1982), han estudiado pormenorizadamente las secuencias y sedimentología de este nivel complejo de + 18 m-20 m, con facies características y por orden de abundancia de G (gravas), S (arenas) y F (finos). Describen dos secuencias superpuestas de granulometría decreciente; la primera, con dos miembros que de abajo a arriba están constituidos por litofacies Gp, con potencias de hasta 4 m, y litofacies Fl y St que alcanzan casi 1 m de espesor. La segunda, con tres miembros, comienza con gravas (Gp) a las que siguen en contacto erosional arenas (St, Sp y Sr), para finalizar con limo-arcillas-arenas (Fl). Espesor total, también de unos 5 m. Los miembros inferiores de ambas secuencias se identifican como de un mismo medio de un lóbulo activo de meandro, las arenas representan facies de canal secundario y los limos y arcillas son representativas de distintos subambientes de llanura de inundación. Para los autores citados, los depósitos de esta terraza son un buen ejemplo de un río de sinuosidad media que transporta carga de fondo.

En el perfil de Mejorada del Campo la asociación mineralógica de las terrazas es de estauro-lita (25 %-48 %)-granate (12 %-34 %)-turmalina (10 %-24 %), y en los ligeros domina el cuarzo (65 %-90 %), siendo algo más abundantes las plagioclasas que las ortosas.

En el valle del Pantueña-Anchuelo, hasta tres niveles de acumulación fluvial se han podido cartografiar, con cotas relativas que varían según la posición que las mismas ocupan en el valle, están comprendidas entre los + 40 m y + 5 m (GONZALEZ MARTIN y ASENSIO AMOR, 1985). La composición litológica de estos depósitos son de gravas, muy a menudo con altos porcentajes de caliza, superior a veces al 70 %, con cuarcitas y cuarzo y en algunos depósitos se han contabilizado clastos de sílex y yesos (1 % al 4 %). Espesores medios de 1 a 3 m.

La secuencia de suelos (VAUDOUR, 1979 y GALLARDO *et al.*, 1987), mejor estudiada es la del valle del Henares, con suelos pardos fersialíticos en las terrazas bajas y en las medias y altas suelos rojos fersialíticos. 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 (estas últimas se encuentran bien conservadas en los niveles altos del perfil de Mejorada del Campo), 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 del Valle del Henares.

1.2.2. Gravas poligénicas, arenas y arenas limo-arcillosas. Glacis (32). Pleistoceno

Estas formas de acumulación tienen su mejor exposición en el valle del Pantueña-Anchuelo y algunas de ellas enlazan longitudinalmente con terrazas. GONZALEZ MARTIN y ASENSIO AMOR (*o.c.*), han estudiado la granulometría, composición y morfometría de los elementos gruesos de estos depósitos que están casi siempre carbonatados. Los clastos son de composición caliza (18 % a 76 %) y cuarcítica (22 % al 82 %) y en ocasiones hay elementos de sílex y yesos entre el 1 % y 5 %. Por tamaños los cantos se acumulan, generalmente, en la clase 2-6 cm (46 %-68%), siendo el centilo de hasta 40 cm, medido en su eje mayor. La mediana del índice de aplanamiento medido en calizas (fracción 4-6 cm), oscila de 1,56 a 1,93. El espesor de estos materiales es de 3 a 5 m.

1.2.3. Gravas poligénicas, arenas, arenas-arcillosas, fangos y limos yesíferos con cantos y bloques. Conos de deyección (34 y 36) y coluviones y depósitos de pie de talud (35). Pleistoceno a Holoceno

Pueden distinguirse dos clases de conoides, unos con radios mayores de hasta 2 km, muy planos, de pendiente pequeña y conectados muy a menudo a antiguas redes con flujos de cierta entidad. Se les podría denominar conos o abanicos aluviales. Los otros, más pequeños, de mayor pendiente se relacionan con barrancos y torrenteras, luego estarían instalados al pie de las vertientes de caída rápida. Serían los conos de deyección.

Los primeros (34), deyectan sus productos sobre la alta terraza de Campiña (26) del Henares o sobre la espesa terraza (33) de "+ 18-20 m" del río Jarama. Estos conos contienen sedimentos de gravas poligénicas que provienen de las terrazas por erosión y flujos de agua.

enriquecidos en caliza (GONZALEZ MARTIN ASENSIO AMOR, o.c.), en la salida del Pantueña-Anchuelo al Jarama, en la zona de Velilla de San Antonio. La edad es del Pleistoceno superior y medio, por su posición morfológica y porque además soportan suelos relativamente evolucionados pardo calizos o pardo fersialíticos.

Los más pequeños y modernos, holoceno (36), 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.

La potencia de estos conoides no es fácil de estimar por ausencia generalizada de cortes pero podría ser de varios metros (p.e., el cono de Velilla de San Antonio) en las áreas de ápice, en particular en los conos de mayor pendiente y de edad más joven.

Los coluviones y depósitos de pie de talud (35), alcanzan, respectivamente, su mejor expresión en el valle del Pantueña-Anchuelo y a sopie del escarpe yesífero que bordea por el oeste el valle del Jarama.

Los coluviones del Pantueña, tal y como señalan GONZALEZ-MARTIN y ASENSIO AMOR (o.c.), son acumulaciones de material de procedencia cercana, en cuya composición litológica destacan los elementos silíceos que provienen de la red fluvial intramiocena (14) y los cantos de naturaleza caliza con escaso o nulo desgaste. Estos depósitos están cementados y su espesor no debe superar los 2 ó 3 m. Su edad podría ser del Pleistoceno superior. Otros coluviales son de cronología más reciente (Holocenos) y tapizan distintos enlaces de las diferentes formas o relieves separados en la Hoja, con débil espesor (< 1 m).

Los depósitos de pie de talud están constituídos por limos yesíferos con cantos y bloques de yesos, calizas y sílex. Son productos básicamente de gravedad donde se dan fenómenos de disolución y recristalización de yesos que les dan una mayor coherencia. Su origen es muy actual.

1.2.4. Arcillas y limo-arcillas. Fondos endorreicos (37). Limo-arcillas-arenosas con cantos dispersos. Depósitos de fondos de dolina (38). Holoceno

Ambos tipos de depósito están asociados. Ocupan los fondos de las formas de disolución desarrolladas en el páramo calizo de la Alcarria. Se ha podido observar que cuando el drenaje es deficiente (37), los materiales en superficie son más finos y los suelos son de carácter hidromorfo con concreciones de Fe y Mn, y al mismo tiempo el espesor es mayor que cuando el drenaje es más activo. En estos casos, limo-arcillas-arenosas con cantos dispersos de caliza, cuarcita y algún sílex cubren los fondos de disolución y la *terra-rossa* subyacente está más próxima a la superficie.

La potencia total de estos sedimentos debe ser, en cualquier caso, inferior al metro 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. Llanuras de inundación (39), fondos de valle y lecho de canales (40), y canales y meandros abandonados (42). Gravas poligénicas y arenas. Barras aluviales (41). Holoceno

Estas formaciones superficiales recientes están relacionadas unas veces con ríos permanentes (ríos Henares y Jarama) 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 Camarmilla, Jarama y Henares, y en estos dos últimos, incluso, se ha diferenciado las zonas de tracción activas actuales (41) y los canales y meandros abandonados.

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 (40) que conserven estas facies de acreción vertical que presentan laminaciones y *ripples* y en ocasiones tienen aspecto masivo o están fuertemente bioturbadas. Espesor máximo 3 a 4 m.

Los fondos de valle cuando son estrechos su cartografía coincide prácticamente con el thalweg y los materiales pueden ser de textura más grosera, gravas poligénicas que provienen de las terrazas e inclusive algún bloque calizo arrancado de las calizas lacustres superiores.

Los canales y meandros abandonados pueden presentar litologías mixtas de limo-arcillas, arenas o gravas poligénicas en función de su grado de colmatación. Las barras aluviales en facies de *point-bar*, según CARRILLO y ARCHE y ARCHE (oo.cc.), son de dos tipos: una simple formada sólo por gravas y otra más compleja de gravas incidida por canales secundarios durante las crecidas moderadas que depositan arenas que colmantan las depresiones.

2. TECTONICA

La disposición general de las capas en la Hoja de Alcalá de Henares es subhorizontal. Sin embargo, a grandes rasgos, se observa una pendiente de la superficie del Páramo entre el 5 y 6 por mil hacia el suroeste. A menor escala aparecen fallas y fracturas visibles en las canteras de Alcalá-Torres de la Alameda (M. ESCORZA, 1982) y pliegues que afectan a las calizas de los páramos (PEREZ GONZALEZ, 1982) y a las series miócenás.

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 Alcalá de Henares, 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 ocho 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 deformaciones producidas a un régimen distensivo en la que la cobertera se adapta a las fallas del zócalo.

MARTIN ESCORZA (1979) atribuye un origen atectónico por disolución de yesos infrayacentes, a las fallas y fracturas que afectan al Orleanense-Astarcense de las canteras de arcilla de la región de Alcalá de Henares. Las fallas tienen una orientación dominante NE-SO y accesoria NO-SE.

En la Hoja de Alcalá de Henares encontramos los siguientes elementos estructurales significativos:

- *Area sinclinal de Paracuellos del Jarama-Torrejón de Ardoz.*

Se sitúa en el ángulo noroeste de la Hoja y 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 de sinclinal de Paracuellos. En sus proximidades los yesos inferiores se encuentran replegados y las arcillas de las unidades de Alcalá están afectadas por fallas y fracturas de direcciones NE-SO y NO-SE.

Debe tratarse de una flexión NE-SO con zona hundida al norte, acompañada de numerosas fallas de pequeño salto. Niveles estratigráficos equivalentes se encuentran entre 60 y 70 metros más bajos en su flanco norte que en el sur. También se detecta en las Calizas de los Páramos que se sitúan en cotas más bajas de los que debieran corresponderles en los Cerros de San Juan del Viso y Ecce Homo.

- *Alineación morfoestructural del Jarama.*

De dirección NNO-SSE. Al norte de la confluencia del Jarama y Henares delimita un bloque relativamente hundido, mediante flexión al este. Alineaciones morfológicas paralelas al valle del Jarama, se sitúan sobre las terrazas de este río al este de Mejorada del Campo.

- *Flexión de Pozuelo del Rey.*

Afecta a las calizas de los páramos que pierden rápidamente cota hacia el suroeste a partir de una alineación NO-SE situada en los alrededores de dicha localidad.

- *La Caliza de los Páramos está afectada por numerosos y suaves pliegues* en cuyas depresiones sinclinales se acumulan localmente (Cantera de los Santos de la Humosa) costras bréichicas discordantes. Este conjunto a su vez está erosionado y fosilizado por costras laminares.

Todas estas deformaciones se deben fundamentalmente a la actuación de las fases de deformaciones 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 norte de la Cuenca y por el elevado número de terrazas de los ríos Jarama y Henares.

Los fenómenos de hundimiento e inversión de terrazas en el valle del Jarama y del 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

Las unidades fisiográficas mayores comprendidas dentro de la Hoja son: la altiplanicie del Páramo calizo de la Alcarria meridional y el dominio de los valles fluviales.

La altiplanicie del *Páramo calizo de la Alcarria* meridional, situada en la mitad oriental de la zona en estudio, tiene cotas de 895 m (Evangelios) en el ángulo NE de la Hoja y de 780-800 m en Campo Real. Su inclinación al SSW alcanza valores medios del 0,5 % al 0,6 %, aunque este gradiente de pendiente no es constante, ya que bruscamente aumenta al 0,7 % desde Pozuelo del Rey a Campo Real y es menor, 0,4 %, en el segmento Evangelios-Pozuelo del Rey. Este plano es para SCHWENZNER (1936) una planicie de corte y denudación postpóntica que el denominó Mesetafläche, 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 (1982) 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 multiacintadas 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.

Los procesos de disección y disolución posterior a la última superficie poligénica, Plioceno final y durante el Cuaternario, han desgajado de la superficie original retazos que hoy forman relieves singulares como el cerro troncocónico Ecce-Homo (834 m) y la mesa del Cerro del Viso (777 m) que por su posición tienen cotas anómalas en relación con la superficie general del páramo calizo.

Forma también parte de este paisaje sobreelevado una amplia plataforma, en la zona de Villalvilla, encajada unos 40 m en la superficie poligénica del páramo calizo. Este nuevo plano representa una superficie de erosión exhumada, previa a la instalación de la red fluvial intramiocena.

Otros elementos geomorfológicos son las dolinas y uvalas que son de fondos planos, poco profundos y de bordes suavizados. Algunas están abiertas por procesos de desmantelamiento de sus bordes o por deslizamientos como sucede en los márgenes del entallado valle del Arroyo de la Vega.

El dominio de los *valles fluviales* es la otra gran unidad característica de la Hoja de Alcalá de Henares. Dos ríos de carácter alóctono, el Henares y el Jarama, drenan la mitad occidental y el Pantueña-Anchuelo junto con el arroyo de la Vega son ríos autóctonos con valles cuyo origen y desarrollo se realiza en la Cuenca. Igual significado tienen el Torote y el Camarmilla, afluentes por la margen derecha del Henares.

Las dos grandes arterias fluviales, Henares y Jarama, tienen en común la disimetría de sus valles en sección transversal y el gran número de terrazas construídas durante el Pleistoceno. En la Hoja se han separado y cartografiado hasta 15 niveles fluviales. La terraza de "+ 15-20 m" del valle del Jarama (nivel de Mejorada del Campo-Velilla de San Antonio), es una terraza anómala no sólo por su espesor sino también por su composición textural y puede ser

una terraza compleja que comprenda niveles de terraza de la campiña del Henares o bien representar un sólo nivel el de + 34 m (26). En la llanura aluvial de Arganda depósitos deformados y fallados de la unidad Arganda I, con una edad comprendida entre 370.000 y 320.000 años (yacimiento de Aridos 1, SANTONJA *et al.*, 1980), se sitúan en cotas inferiores a las del actual cauce y llanura de inundación del Jarama. Resulta difícil en campo, y a pesar de la anterior precisión cronológica, relacionar Arganda I con el nivel de Mejorada. Sin embargo, se pueden precisar los siguientes hechos:

- a) Geométricamente hay continuidad de la terraza de "+ 15-20 m", desde Mejorada del Campo a la llanura aluvial de Arganda.
- b) En la llanura aluvial de Arganda la terraza de "+ 15-20 m" es una terraza compleja, que comprende niveles invertidos (Arganda I y II) y otros superpuestos no deformados (Arganda III y IV).
- c) Arganda II contiene una industria del Achelense medio típico posiblemente equivalente a otro yacimiento prehistórico próximo a Mejorada del Campo (Las Acacias, SANTONJA y QUEROL, 1977; SANTONJA *et al.*, *o.c.*).
- d) Estos procesos de hundimiento del valle y deformación subsiguiente son posteriores a la terraza de + 40 m (25), que en el valle del Henares es la inmediatamente superior a las terrazas de campiña.

Estos datos quizás permiten conjeturar que el nivel de Mejorada del Campo-Velilla de San Antonio, o algún segmento determinado del mismo, comprende dos fases aluvionares del Pleistoceno medio que tendrían sus equivalencias en el valle del Henares en las terrazas más altas de campiña (niveles 27 y 28).

Los procesos de deformación, por otra parte, son igualmente evidentes en estas plataformas aluviales más próximas al fondo de valle. Se manifiestan, principalmente, por ondulaciones de mediana escala y en ocasiones se observan fracturas de pequeño salto. Es evidente que tanto en estos sectores como aguas abajo hay un control litológico de estos fenómenos por la presencia de un sustrato yesífero y salino, pero es probable que un rejuego tardío de los bloques del zócalo (PEREZ-GONZALEZ, 1971) haya coadyuvado a estos procesos de encajamiento y deformación de las terrazas que parecen indicar una activación distensiva (PEREZ-GONZALEZ, 1980, en SANTONJA *et al.*, *o.c.*) en el Pleistoceno medio pleno y superior (?). Esta afirmación está también apoyada por otras evidencias en el Alberche (PEDRAZA, 1976), Guadarrama, Manzanares y en regiones al sur de la Hoja de Alcalá (SILVA *et al.*, 1988).

La disimetría de los valles del Henares y del Jarama es espectacular. En ambos casos la migración de los ríos se ha efectuado hacia el SSW, en el mismo sentido que la inclinación de la Meseta. Esta asimetría es, en cierta medida, también apreciable en el Pantueña-Anchuelo.

La fisiografía de los valles es la típica de numerosos fluvios de las cuencas interiores de la Meseta Ibérica. Tienen un carácter, a menudo en relieve invertido, en una de las margenes

y vertientes más cortas con desarrollo de glacis, en la otra. En el caso de la Hoja de Alcalá de Henares la ladera izquierda, la *cuesta* de los autores castellanos, está fuertemente retor-traída hacia el sur y el borde septentrional del Páramo calizo, muy disectado, se diluye formando en ocasiones una arista de separación con la cuenca-vertiente del arroyo Pantueña-Anchuelo.

Varias son las causas de asimetría de los valles: climáticas, litológicas o estructurales y tectónicas. Los valles del Henares y Jarama parecen responder al último de los controles por adaptación, a lo largo del Pleistoceno, a direcciones preferentes determinadas en el zócalo por grandes fracturas que desnivelan los bloques y se traducen en superficie por flexiones (ALIA, 1960; VAUDOUR, 1979). En el valle del Jarama a este control tectónico puede sumarse el litológico, aguas abajo de Mejorada del Campo, por el cambio de facies de detríticas a yesíferas. La sección transversal es en estos sectores muy disimétrica, ya que en la margen derecha domina un talud, con pequeños valles colgados, rígidamente orientado (NNO-SSE) que evoluciona inestablemente por caída libre de bloques y movimientos rotacionales. Esta evolución puede estar ayudada por el significado tectónico de ese frente yesífero, opinión mantenida para otros del Jarama-Manzanares por SILVA *et al.* (1988).

La morfogénesis actual o subactual es importante en la Hoja. Areas muy activas son la *cuesta* y los fondos de valle del Henares y Jarama. En la primera actúan la erosión hídrica en lámina en las zonas de mayor pendiente y la arroyada concentrada que da origen un paisaje de acaravamiento (bad-lands) singular. Estos procesos alimentan de materiales, de una manera activa, a las formas de pie de talud (conos de deyección) y al cauce del río Henares. En los fondos de valle los fenómenos a destacar son el socavamiento lateral de los bancos, las avulsiones y el estrangulamiento de meandros (PEREZ-GONZALEZ, 1969).

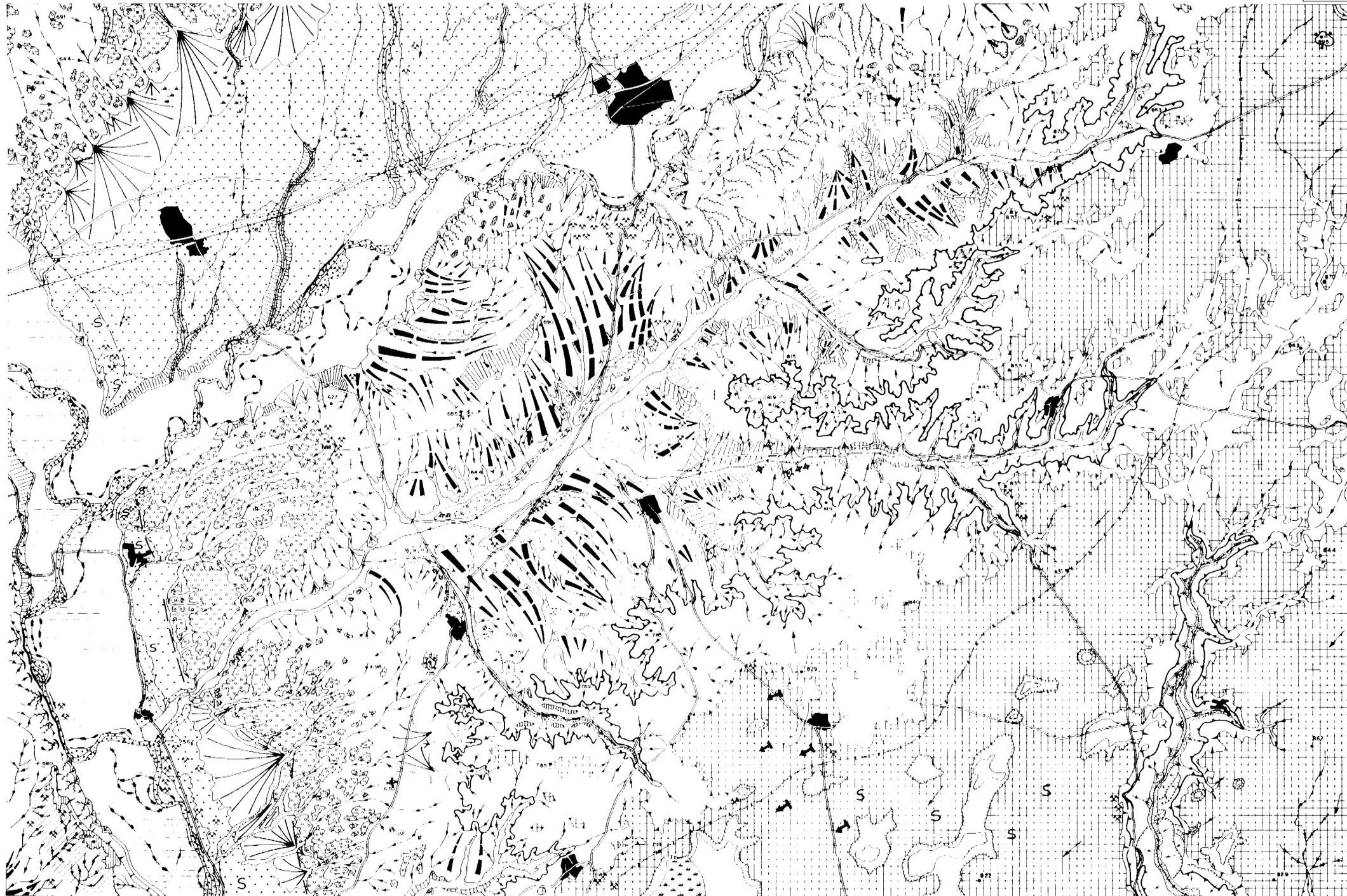
En el valle del arroyo de la Vega, las fuertes pendientes de sus márgenes junto con el carácter arcilloso-margoso de los sedimentos terciarios, han favorecido grandes deslizamiento de ladera que también son observables en algunos puntos de la *cuesta*.

En las terrazas de la Campiña del Henares y en fondos de dolina, encharcamientos temporales provocan la acumulación de finos y procesos de hidromorfía en los suelos. La caída de bloques es un fenómeno puntual en la margen derecha del Jarama, en la *cuesta* y en vertientes asociadas al Páramo calizo. Se puede decir que la disección cuaternaria de la Hoja es alta, con zonas hoy estables o moderadamente estables en la elevada superficie del Páramo calizo de la Alcarria.

ALCALA DE HENARES

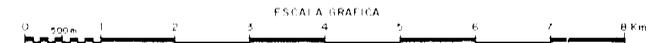
560
20-22

MAPA GEOMORFOLOGICO



LEYENDA

- TOPOGRAFIA E HIDROGRAFIA**
- Altitud en metros
 - Canales con flujo permanente, temporal o esporádico
 - Divisoria de aguas, Jarama, Henares, Pantueña, Tajuña
- FORMAS FLUVIALES**
- Fondos de valle o vaguada
 - Llanuras aluviales, Henares, Jarama, Torote, Camarguilla
 - Canales y meandros abandonados
 - Conos aluviales
 - Glacis de acumulación
 - Terrazas
 - Terrazas de la Campiña
- FORMAS POLIGENICAS**
- Valles colgados
 - Relieves residuales
 - Deslizamientos de ladera
 - Glacis de cobertura
 - Superficie de erosión-acumulación del páramo de la Alcarria de Alcalá
 - Superficie de erosión intramioceno exhumada
- FORMAS ESTRUCTURALES Y TECTONICA**
- Rellano en calizas
 - Resalte estructural
 - Alineación morfológica
 - Estratificación horizontal o subhorizontal
 - Pliegues
 - Basculamiento
- FORMAS ANTROPICAS**
- Verledero
 - Carretera
 - Ferrocarril
 - Nucleo urbano
 - Cantera
- MORFODINAMICA**
- Lecho y talud de los canales con flujo permanente o semipermanente Barras de gravas
 - Barrancos, arroyos con o sin cauces definidos
 - Cárcovos
 - Socavamiento lateral
 - Zona endorreica o semendorreica
 - Caida de bloques
 - Deslizamientos de ladera activos
- FORMAS Y SIGNOS GEOMORFOLOGICOS DIVERSOS**
- Dolina, uvala (Kárstica)
 - Coluvion
 - Taludes o escarpes del Páramo de la Alcarria de Alcalá, de la superficie de erosión intramioceno, de los valles disimétricos, de los frentes de glaci, de los resaltes estructurales y de las terrazas
 - Crestas
 - Pendiente < 5°
 - Pendiente 5-40°
 - Pendiente > 40°



AUTORES: J.M. Portero Garrido
A. Pérez González
J. Gallardo Díaz

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 detríticos 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 fue erosionado en su mayor parte (PORTERO y OLIVE 1983). La abundancia de yesos, que incluso se presenta en forma detrítica en los abanicos, supone una sobresaturación del medio en sales probablemente debida a la erosión de Triásico superior e incluso de Cretácico terminal evaporítico subyacente.

Durante el Eoceno superior y en relación con una fase tectónica compresiva, relacionable 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 y playas carbonatadas dando lugar un espesor de sedimentos del orden de 1000 metros durante el Eoceno más superior y Oligoceno, que solo 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 tardicretácicas. 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 en series continentales a partir de sistemas de abanicos/playas con menor espesor que en la etapa anterior. Los procesos erosivos intramiocenos hacen que las unidades correspondientes a estos tiempos

se encuentren 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 N6OE 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 anastomosada. El 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 intraaragoniense (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 megasecuencia 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 centrípeto y endorreico (JUNCO y CALVO, 1983). Los sistemas deposicionales son múltiples y con procedencias variadas. Los sedimentos arcósicos de la Facies Madrid (Arcosas de Paracuellos, Hoja 20-21: Algete) proceden del 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 Vellón, La Cabrera). Las litarcosas de Miralrío-Guadalajara tienen sus áreas fuentes en el norte, en las series epimetamórficas ordovícicas de Somosierra y en las formaciones gneisicas de Hiendelaencina y Angón (Hojas 21-19: Jadraque; 21-20: 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 procedentes 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-lacustres (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 pierden su importancia relativa a causa de 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 conforman la Facies

Blanca, sedimentadas en un ambiente palustre-lacustre de tipo mixto evaporítico-carbonatado. Este nivel carbonático da lugar a los **Páramos** o altiplancies 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 a los cerros 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 de 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 gneises a partir de fallas inversas al norte, noroeste y oeste de Madrid. Los materiales Aragonienses y Vallesienses (serie de los Páramos incluida) se encuentran plagados al pie del macizo paleozoico-mesozoico 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 Ventiense (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 Valles, 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 clásicas rojas.

Después de este período de erosión la cuenca del Tajo tiende a ser colmatada 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 rosas o rojizas.

Sucesivos impulsos tectónicos durante el Plioceno superior y límite Plio-pleistoceno preceden a la instalación de los 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 Piedemonte de Somosierra. Son depósitos de llanuras fluviales de piedemonte generados en un clima contrastado con estación seca y húmeda.

La existencia del bloque deprimido, limitado por el frente meridional de Somosierra y las alineaciones Jarama-Henares, justifica la localización, la 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 desmantelamiento 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 construcción 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 existen numerosos indicios de arcillas de interés industrial (sepiolitas) que se centran en el ángulo noroeste (Cerro de los Berrocales) en relación con las unidades cartográficas 4 y 5.

Se extraen activamente las arcillas de las Unidades de Alcalá inferior y superior (3, 8 y 9) para la fabricación de ladrillos y pavimentos cerámicos en el Sector de Alcalá de Henares, Torres de la Alameda, Loeches.

Los yesos inferiores (1) son explotados en la margen derecha del Jarama para la fabricación de escayolas.

Numerosas graveras se benefician de barras de gravas y terrazas de los ríos Henares y Jarama para su utilización como árido para la construcción, en un gran área de consumo de este tipo de materiales, como son las localidades de Alcalá de Henares y Madrid.

Las Calizas de los Páramos fueron explotadas en tiempo pasado para la obtención de bloques de sillería y áridos utilizados en la construcción de carreteras.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico el conjunto de materiales detríticos pertenecientes a la sedimentación miocena 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 depósitos 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, como acuíferos exclusivamente fangosos.

A escala regional, el Mioceno debe considerarse como acuífero complejo heterogéneo y anisótropo 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 circulan 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 hacen que funcionen como acuitardos y en ocasiones presenten un nivel inferior impermeable. Pueden dar lugar a pequeños acuíferos en las gravas limitadas 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 están 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.

La precipitación media anual oscila entre 447, 5 mm en Mejorada del Campo y 473, 3 mm en Alcalá de Henares.

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.* nº5. 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.* nº1. 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*, nº2, 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*, nº6, 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.* nº58. 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. nº1-2. 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 Univ. Complutense de Madrid.
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MELENDEZ, A. y SOLOMON, J. (1982).- El Cretácico de Cameros-Castilla. En: *El Cretácico en 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 Iber.* 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.* nº82. 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.* nº4. 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 Boderá (Sistema Central de España). *Bol. Geol. Min.* nº88. pp. 501-507.
- ARCHE, A. (1982). Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain. *Spec. Publ. int. Ass. sediments*, 6, 7 pp.

- ARIAS, C. (1969).- Estudio estratigráfico y Sedimentológico del 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 de la Alcarria (sector NW). *Est. Geol.* Vol. 38. pp. 27-41.
- ARRIBAS, M.E., DIAZ MOLINA, M., LOPEZ MARTINEZ, M. 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., MATE, PH. (1971).- Sobre el tipo 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 VILLASECA, 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., 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, JL.; 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.

- 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. (1968).- Hoja y memoria de las Hojas nº560 Alcalá de Henares, 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., CONZALEZ LODEIRO, F. e IGELSIAS, 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. *IX 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 nº485: 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 nº468: Jadraque, escala 1:50.000. IGME.
- CORCHON, F. (1976).- Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (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 de 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 approach. *Spec. Publs. 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.* n°3. 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.
- FREYET, P. (1973).- Petrography and paleoenvironments of continental carbonates with particular reference to the Upper Cretaceous and lower Eocene of Languedoc. *Sedimentary Geology* n°10. pp. 25-60.
- FUSTER, J.M., FEBREL, T. (1959).- Mapa y memoria de la Hoja n°509: 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, V.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 oriental 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. Xeolóxico de Lax.* n°2. pp. 125-134.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981).- La estructura del anticlinorio del **Olló de Sapo** en la región de Hiedelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español.) *Cuad. Geol. Ibérica.* n°7. pp. 535-547.

- GONZALEZ LODERO, F. (1983).- La estructura del Antiforme del Ojillo 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 Nacional. 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, V. y SCHMIDT, K. (1972).- Eine Llandeilo-Fauna aus der ostlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont. 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 de 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*, vo. 32, pp. 499-508.
- LOTZE, F. (1929).- Stratigraphie and tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Sparien). *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.* nº6. pp. 1. 1-12.
- MALLADA, L. (1895).- Explicación del Mapa Geológico de España. Rocas hipogénicas y Sistema Estratocristalino. *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. (1974).- 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. Petrol. Geol. 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. Geol. Vol. 32.* pp. 115-120.
- PARGA, R., PONDAL, I., MATTE, Ph., CAPDEVILA, R. (1964).- Introduction a la Geologie de l'Olló de Sapo, formation antesisilurienne 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-Almorox. *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 COSSIO, L. (1921).- Estudio de 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 del Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neog. Cuatern.* n°9. 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 de Ayllón: un piedemonte escalonado de Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2, pp. 29-32.
- PEREZ GONZALEZ, A. y VILAS, L. (1971).- Contribución al conocimiento de las series continentales de la Mesa 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. *Buil. 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 C 2, 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*. nº8. 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, MA.A. (1977).- La gravera cuaternaria de las Acacias en el río Jarama. *Actas 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. Dp. Prov. de Madrid.
- SCHAFER, G. (1969).- Geologie und Petrographie imostlichen kastilischen Hamptscheidetirge (Sierra del Guadarrama. Spanien). *Münster Forsch. Geol. Palaont.* n°10. pp. 207.
- SCHRODER, E. (1930).- Die Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen ketten (Zentral Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. K.* N°16, 3. Berlin 1930.
- SCHWENZNER, J.E. (1936).- Zur Morphologie das Zentral spanischen 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 de 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 Monografías), n°5. pp. 329.
- SOPEÑA, A. (1980).- Mapas geológicos del borde sureste del Sistema Central en Cartografía del Pérmico Trías 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 altitudes 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. Hispánica*. n°8, pp. 73-80.
- VIRGILI, C., HERNANDO, S., RAMOS, A., y SOPEÑA, A. (1973 b).- La sedimentation per-mienne du Centre de l'Espagne. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*. n°15. pp. 109-112.
- VAUDOUR, J. (1979).- *La région de Madrid*, pp. 5-390. Ed. Ophrys.