



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie. Primera edición



VALDEPEÑAS DE LA SIERRA



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

VALDEPEÑAS DE LA SIERRA

*Segunda serie. Primera edición 1990
Reimpresión 1995*

© Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid
Imprime: Gráficas Chile, S.A.L. - Chile 27
ISBN: 84-7840-235-7
Depósito Legal: M-25262

Han intervenido en la realización los siguientes autores.

Cartografía Plioceno Superior y Cuaternario:

- A. Pérez González (ITGE).

Cartografía Mesozoico y Terciario:

- J.M. Portero (CGS) y J.M. Aznar (CGS).

Cartografía Paleozoico:

- F. González Lodeiro (UNIV. GRANADA).

Secciones estratigráficas y Sedimentología:

- M. Díaz Molina (UNIV. MADRID), J.M. Aznar, J.M. Portero, A. Alonso (UNIV. MADRID) y R. Mas (UNIV. MADRID).

Sedimentología y Edafología del Plioceno Superior y Cuaternario:

- A. Pérez González y J. Gallardo (INST. EDAFOLOGIA).

Geomorfología:

- A. Pérez González, J. Gallardo y J. Portero.

Petrografía:

- M. J. Aguilar (CGS) y F. González Lodeiro.

Micropaleontología:

- M. C. Leal.

Ammonites:

- A. Goy (UNIV. MADRID).

Sedimentología de Laboratorio:

- Laboratorios de CGS, Inst. Edafología y Estratigrafía de Madrid.

Memoria:

- J. M. Portero, M. Díaz Molina, F. González Lodeiro, A. Pérez González, J. Gallardo, M.J. Aguilar y M.C. Leal.

Coordinación y dirección:

- A. Pérez González y J.M. Portero.

INTRODUCCION

La Hoja de Valdepeñas de la Sierra se sitúa en las estribaciones meridionales del sector nororiental del Sistema Central. Forma parte de las provincias de Madrid y Guadalajara.

Se caracteriza por la existencia de un relieve fuerte y accidentado, con cotas que varían entre 1811 y 675 metros.

Los ríos Lozoya, Jarama y Sorbe discurren profundamente encajados en el relieve. La divisoria entre los dos últimos viene dada por extensas altiplanicies desarrolladas entre las cotas de 900 y 1080 metros. Existen, además numerosas ramblas y arroyos de circulación intermitente que son tributarias de las arterias principales. Desde el punto de vista hidrológico la red pertenece a la Cuenca del río Tajo.

La densidad de población es baja, centrándose en pequeñas localidades. La economía de la región es fundamentalmente forestal y agrícola con predominio de los cultivos de secano. La ganadería lanar tiene cierta importancia.

Desde el punto de vista geológico la Hoja de Valdepeñas de la Sierra se sitúa en el borde entre la zona oriental del Sistema Central y la Cuenca Meso-Terciaria del Tajo. 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*, 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 de El Escorial-Villa del Prado y se caracteriza por aflorar exclusivamente de 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 anatexis y presencia de gran número de cuerpos intrusivos de composición granítica y edad tardihercínica, tanto más abundante cuanto más al oeste. El *Dominio Occidental*, contiene de nuevo series ordovícicas, aunque predominan las preordovícicas con facies similares a las de Salamanca y grado de metamorfismo variable del 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 área que ocupan los materiales hercínicos que afloran dentro de la Hoja pertenecen por sus características al Dominio Oriental del Sistema Central (BELLIDO *et al.*, 1981) enclavado en la zona Centro Ibérica de JULIVERT *et al.*, (1977) y no en la zona Asturoccidental-Leonesa como señalaba LOTZE (1945) y para el cual el límite entre ambas zonas se situaba aproximadamente a la altura de la falla Berzosa-Riaza. Recientemente GONZALEZ LODEIRO (1980) ha propuesto que este límite debe situarse mucho más hacia el este en la Cordillera Ibérica a la altura de Molina de Aragón (prov. de Guadalajara).

Las características estratigráficas y estructurales más importantes de este área son:

- La existencia de un Ordovícico detrítico discordante y transgresivo sobre un sustrato, que

está constituido bien por la formación Ollo Sapo (Hiendelaencina, El Cardoso, Rianza), o bien por un conjunto de micacitas y gneises pelíticos con intercalaciones de anfibolitas y calizas o por el **esquisto grauváquico**; es decir en todos los casos el sustrato es de edad precámbrico o cámbrico inferior.

- La existencia de pliegues de dirección N-S con vergencia este, afectados posteriormente por un cizallamiento dúctil heterogéneo y por una fase de deformación retrovergente semejante a la que se observa en algunos sectores del anticlinorio del **Ollo del Sapo**, del cual este área constituye el afloramiento más meridional.

El Sistema Central está flanqueado al sur por la Cuenca Meso-Terciaria del Tajo. El Mesozoico tiene características semejantes a las de la Cadena Celtibérica con afloramientos de 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 intra-montañosas y presentan gran variación 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 Atienza-Sigüenza (Movimientos neociméricos y austríacos). 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.

Desde el punto de vista geomorfológico general destacan los siguientes elementos: Relieves graníticos, relieves estructurales abruptos desarrollados en las series Ordovícicas, relieves estructurales mesozoicos, rampas o superficies de erosión de enlace entre la Cuenca terciaria y el Sistema Central, las altiplanicies de los **Páramos** calcáreos, altiplanicies de páramos siliciclásticos, relieves en graderío debido a las terrazas de los ríos importantes (Manzanares, Jarama, Henares, Tajuña etc...) y vegas de los mismos.

1. ESTRATIGRAFIA

Dentro de los materiales que afloran en la hoja se pueden distinguir dos grandes conjuntos, uno constituido por materiales del Precámbrico y Paleozoico que han sido afectados por la orogenia hercínica fundamentalmente y otro de materiales mesozoicos y terciarios afectados fundamentalmente por los movimientos alpinos.

En los materiales paleozoicos se pueden distinguir dos series, una de edad ordovícica que está deformada intensamente y metamorfozada por las fases principales de la orogenia hercínica y otra de edad carbonífero -pérmico que descansa discordantemente sobre la anterior que está deformada por los últimos movimientos hercínicos (fase saálica y fállica) y por los movimientos alpinos.

Entre los primeros trabajos que tratan de estos materiales precámbricos y paleozoicos cabe citar los de PRADO (1853-1864), VERNEIUL y LORIERE (1854), EZQUERRA del BAYO (1856), CALDERON (1874), MARTIN DONAYRE (1874), ARANZAZU (1877), CASTELL (1880-1881), MALLADA (1895, 1896, 1898), PEREZ COSSIO (1920-1921), LOTZE (1929), SCHRODER (1930) y JORDANA y SOLER (1935).

Más recientes son los de De La CONCHA (1958), HEIM (1952), SCHAFFER (1969), PEREZ REGODON (1970), BARD *et al.*, (1970-1971), GARCIA CACHO (1973), BISCHOFF *et al.*, (1973, 1980), VIRGILI *et al.*, (1973 a y b), SOPEÑA *et al.*, (1974), CAPOTE *et al.*, (1975), FERNANDEZ CASALS (1976, 1979), SOPEÑA *et al.*, (1977 a y b), SOPEÑA (1979) y GONZALEZ LODEIRO (1980, 1981).

En los materiales situados por debajo del Carbonífero-Pérmico se han podido distinguir cuatro grandes formaciones. Estas son de abajo arriba:

- Formación Buitrago.
- Formación Constante.
- Formación Alto Rey.
- Formación Rodada.

La primera fué definida con ese nombre por CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975) aunque el conjunto de materiales que comprende, su composición y edad ha sido precisada por GONZALEZ LODEIRO (1980, 1981). Las otras tres formaciones han sido definidas por SCHAFFER (1969) en la región de Hiendelaencina.

1.1. PRECAMBRICO-CAMBRICO

1.1.1. Formación Buitrago. Micaesquistos con intercalaciones de cuarcitas impuras y paragneises (1). Precámbrico-Cámbrico

Como acabamos de decir esta formación fué definida con este nombre por CAPOTE, FERNANDEZ CASALS (1975) y FERNANDEZ CASALS (1976, 1979). Otros autores BISCHOFF *et al.*, (1973) la han denominado con el nombre de *serie metasedimentaria*. Según CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975) esta formación, en la que distinguen seis miembros, está situada entre la *formación Morcuera*, compuesta fundamentalmente por gneises

glandulares y microglandulares, y la *formación Alto Rey* comprendiendo por tanto a la *formación Constante*. Recientemente GONZALEZ LODEIRO (1980, 1981) ha discutido los límites y los miembros que componen esta formación; Según este autor la *formación Buitrago* debe quedar restringida al conjunto de gneises micáceos, cuarcitas impuras y micaesquistos con intercalaciones de anfibolitas, rocas con silicatos cálcicos y mármoles que se encuentran situados por encima de los *gneises de la Morcuera* y por debajo de la *formación Constante*, aunque en esta región las relaciones estratigráficas entre esta última formación y la *formación Buitrago* no son observables ya que ambas se ponen en contacto por la falla de Berzosa-Riaza. Un esquema con la correlación de esta formación con las definidas más hacia el este (región de Hiendelaencina prov. de Guadalajara) y sus relaciones con la *formación Constante* ha sido representado en la fig. 1, según el último autor citado.

Afloran estos materiales en una estrecha banda en la parte central del límite oeste de la hoja. Está compuesta por micaesquistos con algunas intercalaciones de cuarcitas impuras y gneises micáceos. La estratigrafía y potencia de esta formación es imposible de obtener dada la intensidad de la deformación y metamorfismo a que ha sido sometida durante la segunda fase hercínica que ha dado lugar a la formación de pliegues intrafoliares y a un intenso aplastamiento.

Al microscopio las micacitas presentan una textura lepidoblástica muy marcada y su composición es, cuarzo, moscovita, biotita, granate, estaurólita y en ocasiones distena. Los accesorios más frecuentes son rutilo, apatito, circón, turmalina y opacos. Los gneises micáceos y cuarcitas impuras están compuestos en proporciones variables por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita y en ocasiones granate y estaurólita. Los accesorios son prácticamente los mismos que se encuentran en los micaesquistos.

La edad de esta formación es difícil de establecer con precisión dada la ausencia de fósiles. No obstante por correlación con otras que aparecen en el Macizo Hespérico (veáse GONZALEZ LODEIRO 1.980-1981) que tienen una litología y posición semejante se le puede asignar una edad precámbrico-cámbrico.

1.2. ORDOVICICO

1.2.1. **Formación Constante. Alternancia de cuarcitas y pizarras oscuras (2). Ordovícico Inferior (Tremadoc ?)**

Esta formación fue definida con este nombre por SCHAFFER (1969) en la región de la Constante, al oeste de Hiendelaencina (prov. de Guadalajara) y comprende la alternancia de cuarcitas y pizarras situadas sobre la *formación Hiendelaencina* (gneises glandulares y microglandulares) y por debajo de la *formación Alto Rey*. Esta formación ha sido denominada con otros nombres como puede verse en la fig. 2.

Dentro de la Hoja aflora la formación en una estrecha banda de dirección N-S en el borde oeste de la misma, en las terminaciones perianticlinales de El Cardoso y en un pequeño afloramiento situado en la parte este de la hoja. En ninguno de los afloramientos aparece el muro de la formación. Este se puede observar más al norte en el núcleo del anticlinal de

W.

E.



LEYENDA



Ordovícico



Neises microglandulares con intercalaciones de micacitas, cuarcitas, cuarcitas feldespáticas y neises glandulares. Miembro superior de la Formación Hiendelaencina.



Neises glandulares con intercalaciones de neises microglandulares. Miembro inferior de la Formación Hiendelaencina.



a Formación Angón
b Formación Antoñita = Formación Buitrago
c Formación Cardeñosa

Fig. 1.- Relaciones de la Formación Buitrago, según González Lodeiro, 1980.

Fernández Casals (1976)		Sommer (1966)	Schafer (1969)	Soers (1972)	González Lodeiro (1980)			
ESQUISTOS DEL ORDOVICICO medio y superior >1.000 m		TONSCHIEFER-SERIE Ts-S ₁ , Ts-S ₄ S04-505 m	CAPAS DE RODADA	PIZARRAS DE PRADENA	Pr-5 90-110 m	Fm. RODADA O ₄₋₇	O ₇ 50-60 m	?
					Pr-4 150 m		O ₆ ~ 130 m	ASGHILL
					Pr-3 600-650 m		O ₅ ~ 700 m	CARADOC
					Pr-2 500-600 m		O ₄ ~ 700 m	LLANDEILO LLANVIR- NIENSE. ?
					Pr-1 70-100 m		O ₃ 100-120 m	
CUARCITA SKIDDAWIENSE 100 m		QUARZIT-SERIE 240-290 m	CUARCITAS DEL ALTO REY 80-130 m	CUARCITAS DEL ALTO REY 70-100 m	O ₂ Fm. ALTO REY ~ 100 m	ARENIG		
FORMACION BUITRAGO	CUARCITAS Y ESQUISTOS SUPERIORES B-5 ~ 300 m	HALBMETAMORPHE SERIE 480-530 m	CAPAS DE CONSTANTE	CAPAS ESQUISTOARENOSAS Bo-2 350-600 m.	O ₁ Fm. CONSTANTE 350-650 m	TREMADOC ?		
	MICAESQUITOS B-4 ~ 200 m			CAPAS MICRO-CONGLOMERATICAS. Bo-1 0-100 m				

Fig. 2.- Equivalencias entre las unidades del Ordovícico. Según González Lodeiro 1980.

El Cardoso (Hoja de Tamajón) y más hacia el este en el Domo de Hiendelaencina (Hoja de Hiendelaencina) en donde se puede ver que las relaciones con la *formación Hiendelaencina* (formación Ollo de Sapo del NW peninsular) son de discordancia (GONZALEZ LODEIRO 1980).

Está constituida esta formación por uno 700 a 1000 m de alternancia de cuarcitas y pizarras con intercalaciones lentejonares en la parte inferior de conglomerados y niveles anfibólicos. La parte superior que es la que aflora en la hoja está constituida solamente por la alternancia de cuarcitas y pizarras. Las capas de cuarcitas de colores tienen potencias que oscilan entre 10-15 cm a 5 o 6 m y forma lentejonar. Es frecuente encontrar en ellas estructuras de laminaciones paralelas y cruzadas, *ripples* y señales de bioturbación (*scolithus*).

Los niveles pizarrosos y pizarro-arenosos son de tonos oscuros y las estructuras más frecuentes que se encuentran en ellos son laminación lenticular cruzada y *flaser*.

Las estructuras que se encuentran tanto en los niveles de cuarcitas como en los niveles pizarrosos indican un depósito de plataforma somera correspondiendo la mayor parte de la serie a términos intermareales (ARCHE *et al.*, 1977, BISCHOFF *et al.*, 1980, GONZALEZ LODEIRO, 1980), representando los niveles lentejonares de cuarcitas depósitos de barras submareales (ARCHE *et al.*, 1977).

Al microscopio los niveles de cuarcitas está compuestos fundamentalmente por cuarzo y en menor proporción por mica blanca, y feldespato. Como accesorios son frecuentes la turmalina, el circón, el apatito, óxidos de hierro y opacos. Los niveles pizarrosos están constituidos por cuarzo, mica blanca, clorita, biotita y granate y como accesorios los mismos que se encuentran en los niveles cuarcíticos.

La clorita y biotita aparecen en fenoblastos pequeños y orientadas dentro de las láminas de esquistosidad. La biotita aparece además en fenoblastos con inclusiones de cuarzo. Los granates son idioblásticos y tienen inclusiones poikiloblásticas de cuarzo.

La edad de la formación ha estado sometida en los últimos tiempos a discusión y se ha considerado por la mayor parte de los autores como de edad cámbrico superior-ordovícico inferior (MALLADA 1896; SCHAFFER 1969; SOERS 1972; GARCIA CACHO, 1973; BISCHOFF *et al.*, 1973; ARCHE *et al.*, 1977; BISCHOFF *et al.*, 1980). Otros por el contrario le asignan una edad ordovícico inferior (PRADO 1860; LOTZE 1929; SCHRODER 1930; GONZALEZ LODEIRO 1980). En nuestra opinión debe considerarse Ordovícico inferior ya que muy cerca de la base, en la región de Hiendelaencina, han sido encontradas *Crucianas* que indican una edad tremadoc-llandailo, (GONZALEZ LODEIRO 1980), y como también sucede en otros puntos del NW peninsular en series situadas en la misma posición que ésta y con unas relaciones semejantes con la formación infrayacente (PARGA PONDAL *et al.*, 1964; MATTE 1968; PEREZ ESTAUN 1978; GONZALEZ LODEIRO 1983).

1.2.2. Formación Alto Rey. Cuarcitas blancas (3). Ordovícico inferior (Arenig)

Como la formación anterior fue definida con este nombre por SCHAFFER (1969) en la Sierra del Alto Rey (prov. de Guadalajara). La mayor parte de los autores que han trabajado en la

región han mantenido este nombre (vease fig. 2).

Aflora en la hoja en el límite oeste de la misma, en la parte medio occidental donde dibuja el cierre perianticlinal del anticlinal de El Cardoso y en el extremo oriental al norte de La Mierla.

Está constituida por un conjunto de unos 80 a 130 m de cuarcitas y ortocuarcitas de tonos claros, estratificados en bancos de 5 a 10 m entre los que se intercalan niveles pelíticos y arenosos.

Dentro de los bancos de cuarcitas es frecuente encontrar laminaciones cruzadas, paralela, *ripples* y señales de bioturbación (pistas de gusanos, *Crucianas*, *Vexillum*). En los niveles pelítico arenosos son frecuentes las laminaciones cruzadas, *ripples*, laminación *flaser* y lenticular, y señales de bioturbación que indican un medio de depósito poco profundo. Recientemente, BISCHOFF *et al.*, (1980) han realizado un trabajo muy detallado sobre esta formación en esta región. Para estos autores las facies cuarcíticas, heterolíticas y pelíticas constituyen en vertical una secuencia típica *finning up*. Las secuencias de las facies cuarcíticas, sugiere para estos autores, un cambio rítmico prolongado en el tiempo de un régimen submareal a supramareal alrededor de barreras de arena emergidas con otras barras de arena submareales, y canales mareales. Las facies pelítico arenosas (facies heterolítica) representaría un medio de llanura de mareas y las facies más pelíticas, intercaladas entre los potentes bancos de cuarcitas, correspondería a un medio lagunar.

Al microscopio los niveles de cuarcitas están compuestos fundamentalmente por cuarzo, y en proporción variable, aunque siempre muy pequeña, de unas facies a otras por mica blanca. En los niveles pelíticos es frecuente encontrar además de los minerales antes citados, clorita y biotita. Los accesorios más frecuentes son circón, apatito, turmalina, opacos y óxidos de hierro.

Sobre la edad de esta formación la mayor parte de los autores están de acuerdo en atribuirle al Arenig ya que en varios puntos de la región se han encontrado *Crucianas* y *Vexillum* que la indican.

1.2.3. Formación Rodada

Dentro de esta formación también definida por SCHAFFER (1969) se han distinguido tres miembros que han podido ser cartografiados. Estos tres miembros corresponden a los tres miembros más inferiores de las *pizarras de Pradena* (fig. 2), que es el nombre con que SOERS (1972) designó a esta formación en la región de Hiendelaencina (prov. de Guadalajara).

De abajo arriba los miembros son:

- alternancias de cuarcitas y pizarras
- pizarras negras homogéneas
- alternancias de pizarras arenosas y cuarcíticas con niveles lentejonares carbonáticos hacia el techo.

1.2.3.1. **Formación Rodada. Miembro de alternancias de cuarcitas y pizarras (4) - Ordovícico inferior-medio.** (Arenig.-Llanvirniense ?)

Este miembro alcanza una potencia de unos 100 a 120 m. Hacia la base consiste en una alternancia de bancos de cuarcitas de 0,5 m a 1 m de espesor con laminaciones cruzadas, *ripples*, laminación *flaser* y paralela, señales de bioturbación y niveles de pizarras negras de 0,3 a 0,7 m de potencia. Hacia el techo el miembro tiene un carácter más pelítico con delgadas intercalaciones arenosas en las que se observan estructuras semejantes a las que se encuentran en la parte inferior y que indican un medio de depósito intramareal semejante al de la *formación Constante*.

Al microscopio los niveles cuarcíticos y pizarrosos tienen una composición y estructura semejante a los de la formación Alto Rey.

La edad de este miembro es probablemente Arenig, ya que en la región de Hiendelaencina han sido encontradas crucianas que indican esta edad (GONZALEZ LODEIRO 1980).

1.2.3.2. **Formación Rodada. Miembro de pizarras negras homogéneas (5). Ordovícico medio ?** (Llanvirniense-Llandeilo ?)

Dentro de la formación es el miembro que tiene una mayor extensión cartográfica.

La potencia es difícil de calcular dada la dificultad para observar la estratificación, no obstante se puede estimar una potencia a partir de la cartografía de 700 a 1000 m. Son pizarras negras lustrosas muy homogéneas con proporciones importantes de grafito, piritita y sulfuros diseminados, en las que no se observan estructuras sedimentarias. Estas facies han sido interpretadas como sedimentos fangosos algo más profundos de la plataforma en conexión con un océano abierto (BISCHOFF *et al.*, 1980).

Al microscopio están compuestas por cuarzo, sericita, clorita y cloritoide, y más raramente, biotita. Los accesorios más frecuentes son circón, turmalina, óxidos de hierro y opacos.

La edad de este miembro lo hemos considerado Llanvirniense-Llandeilo ya que el miembro superior ha podido ser datado como Llandeilo.

1.2.3.3. **Formación Rodada. Miembro de alternancia de pizarras arenosas y cuarcitas con niveles lentejonares carbonáticos (6) Ordovícico medio superior** (Llandeilo-Caradociense ?)

Afloran estos materiales en el núcleo del sinclinal situado entre Alpedrete de la Sierra y el río Lozoya.

Está constituida por unos 530 m de una alternancia de pizarras, pizarras arenosas y areniscas en la que se intercalan dos bancos de unos 30 m de cuarcitas. Dentro de este miembro siguiendo el barranco que desde el río Lozoya va con una dirección WSW-ENE a Alpedrete de la Sierra, se pueden distinguir los siguientes tramos de muro a techo:

- 180 m de pizarras arenosas oscuras que hacia la parte media tienen intercalaciones cuarcíticas de potencia decimétrica. Las estructuras que se observan más frecuentes son *ripples* de oscilación y estratificación *linsen*.

Al microscopio las pizarras están compuestas por cuarzo, mica blanca, clorita, biotita y como accesorios son frecuentes la turmalina, circón, opacos y óxidos de hierro. Los niveles cuarcíticos tienen la misma composición aumentando la proporción en cuarzo.

- 45 m de alternancias de pizarras algo arenosas con intercalaciones centimétricas o decimétricas de cuarcitas. Las secuencias observadas están constituidas por estratificación cruzada planar o laminación paralela, *ripples*, *flaser* y estratificación *linsen* en las pizarras.

Al microscopio la composición de los niveles cuarcíticos y pizarrosos es semejante a los del tramo anterior.

- 30 m de cuarcitas grises estratificadas en capas de 0,5 a 1,5 m con intercalaciones lenticulares de niveles carbonáticos. Las cuarcitas tienen morfología de barras siendo la secuencia más frecuente la constituida por estratificación cruzada planar o laminación paralela y *ripples* de oscilación. La bioturbación es importante al techo de algunos bancos.

La composición al microscopio de los niveles cuarcíticos es semejante a la anterior. Los niveles carbonáticos corresponden a calizas arenosas en una proporción aproximada de el 50 %. El cemento calizo rodea a granos de cuarzo, dolomía, mica blanca, grafito, circones, turmalina y opacos. Las micas y granos de dolomía son de carácter diagenético y esta última aparece a veces crecida sobre los bordes de los granos de cuarzo.

- 10 a 120 m de alternancias de pizarras grises y areniscas con algunos niveles cuarcíticos decimétricos intercalados. Las secuencias son normalmente de potencia decimétrica. Las areniscas suelen tener *ripples* y estratificación *flaser* y las pizarras laminación paralela o *linsen* con abundantes señales de bioturbación. Los niveles cuarcíticos tienen estratificación cruzada planar con superficies de reactivación de geometría sigmoidal.

- 30 m de cuarcitas grises estratificadas en capas de 0,5 a 1 m con delgadas intercalaciones de niveles pizarrosos. Las cuarcitas tienen morfología de barras con estratificación cruzada planar, laminación paralela y *ripples* de oscilación.

- 80 a 90 m de pizarras arenosas grises muy homogéneas.

- 50 m de alternancias de pizarras y areniscas con abundantes *ripples* de oscilación en los planos de estratificación.

La composición de estos tramos es semejante a los anteriores.

Estas facies representan como todas las observadas hasta ahora un medio de plataforma somera con predominio de las facies de llanura de mareas y desarrollo de barras arenosas (niveles cuarcíticos potentes).

La edad de este miembro, por correlación con los niveles datados por HAMMANN y SCHMIDT (1972) a unos 8,5 Km al NNE de Hiedelaencina (prov. de Guadalajara) debe ser Llandeilo, aunque la presencia de niveles carbonáticos, muy frecuentes en el Caradoc-Ashgillense de la zona centro Ibérica, permite pensar que los niveles superiores del miembro puedan tener esta edad.

1.3. PERMICO

Los materiales paleozoicos posthercínicos aflorantes en la Hoja están situados sobre el Ordovícico y bajo sedimentos triásicos o cretácicos. Han sido considerados como pertenecientes al Stephaniense hasta tiempos recientes, en base a la presencia de niveles carbonosos y al hallazgo de diversas especies de helechos que, sin embargo, en su mayor parte son hoy día consideradas como características del Autuniense. Así PEREZ COSSIO (1920, 1921) y SCHO-ROEDER (1930) citan *Taeniopteris* y *Callipteris conferta* (típicos del Pérmico inferior) y sin embargo insisten en una edad carbonífera para estos materiales. SOPEÑA *et al.*, (1974) y SOPEÑA (1979) citan una asociación de macro y microflora que permite precisar la edad autuniense de estos materiales.

1.3.1. Conglomerados de Valdesotos y Areniscas de Retiendas (7). Autuniense

SOPEÑA (1979) distingue en el Pérmico de la Hoja de Valdepeñas de la Sierra dos unidades litoestratigráficas locales que describiremos por separado:

- *Conglomerados de Valdesotos.*

Esta unidad se haya bien representada, con espesores muy variables entre 1 y 350 metros, correspondiendo los mejores y más potentes afloramientos a la zona de Valdesotos.

Fosiliza un importante paleorrelieve situándose sobre un sustrato pizarrosos muy alterado. Frecuentemente el contacto con dicho sustrato suele estar tectonizado.

En la base hay un tramo de espesor muy desigual de brechas sueltas grises de pizarra que pasan hacia arriba a conglomerados, rojos, también sueltos, de cantos subredondeados a subangulosos de pizarras y alguna cuarcita. En ambos casos la matriz es de arena gruesa a muy gruesa, heterométrica y angulosa, formada por fragmentos de roca, cuarzo, feldespato y micas (SOPEÑA 1979).

Hay intercalaciones de niveles de lenticulares de areniscas, de composición semejante a la de la matriz antes descrita y que contienen abundantes cantos dispersos. Localmente, en la zona más occidental de los afloramientos de Valdesotos, hay importantes intercalaciones de limos rojo-violáceos masivos con cantos dispersos de pizarra y cuarcita, sobre todo hacia el techo de la serie.

Las brechas están desorganizadas, los conglomerados tienen normalmente los clastos en contacto (aunque a techo hay algunos niveles granosostenido por matriz) y frecuentemente imbricados, las areniscas son masivas o presentan estratificación cruzada de gran escala.

Los limos son masivos y contienen abundantes cantos dispersos. Hacia el techo de la unidad en la zona de Valdesotos se observan secuencias de granulometría decreciente en conglomerados que terminan con areniscas masivas o con estratificación cruzada de gran escala, SOPEÑA (o.c.) interpreta los niveles inferiores de brechas como un relleno a base de depósitos de canchales y coluviones ligado a un fuerte paleorelieve y los términos superiores de conglomerados como facies proximales de abanicos aluviales.

La unidad es prácticamente azoica. SOPEÑA (1979) cita la presencia de grandes xilópalos en deficiente estado de conservación en la zona de Valdesotos. Se atribuyen al Pérmico inferior por encontrarse bajo sedimentos perfectamente datados como Autunienses sin que entre ambos exista discontinuidad estratigráfica alguna que pudiera inducirnos a atribuir estos conglomerados al Carbonífero.

- *Areniscas de Retiendas.*

Afloran en Valdesotos, área comprendida entre la pista del Embalse de el Vado y Retiendas y en el arroyo del Pueblo situado entre esta última localidad y Tamajón.

Para su estudio se ha levantado la columna de Retiendas.

Es discordante con la unidad antes descrita. El Triásico se sitúa mediante suave discordancia angular sobre estos materiales. Su espesor varía entre 130 metros (Retiendas) y 20 metros (arroyo del Pueblo).

Está constituido por areniscas ocre, grises y gris verdosas a veces, con cantos dispersos o incluso niveles conglomeráticos, limos y arcillas verdes grises y negruzcas y delgados niveles carbonosos.

Las areniscas son arcosas grauváquicas, litarcosas y subgrauvacas compuestas por cuarzo (40 %), feldespato potásico (25 %), fragmentos de rocas: esquistos, pizarras, cuarcita (15 %), biotita (5 %), moscovita, turmalina y óxidos de hierro en una matriz caolinítica. Los granos son angulosos y subangulosos. Existen granos de cuarzo parcialmente redondeados y con golfos de corrosión, lo que unido a la ausencia de plagioclasas y abundancia de biotita, parecen indicar una procedencia, de parte de los granos, de rocas de composición cuarzo feldespática, riolítica posiblemente de textura porfídica.

Dentro de la serie encontramos cuerpos con base erosiva y base neta, es decir facies canalizadas y no canalizadas.

Dentro de las primeras podemos distinguir dos tipos: canales individuales y amalgamados. Los canales individuales tienen potencias comprendidas entre 0,25 y 4,5 m y suelen contener estructuras de estratificación cruzada de pequeña y gran escala, a veces laminación paralela de alto régimen de flujo de depósitos de carga residual. El relleno suele realizarse mediante una secuencia positiva, un único coset de estratificación cruzada de gran escala o una sucesión vertical de estructuras sin tendencia secuencial que termina con laminación paralela, como respuesta a variaciones en el régimen de flujo. Están presentes bioturbación,

corrientes bipolares y superficies de reactivación. Los canales amalgamados pueden llegar a tener 27 metros de espesor y suelen presentar secuencias positivas siendo la más completa: depósito de carga residual, estratificación cruzada de gran escala y de pequeña escala. Ocasionalmente a una secuencia positiva sigue una negativa. Las facies no canalizadas son alternancias heterolíticas de limo y arcilla con restos vegetales y arena fina con bioturbación. La arena se presenta en capas con estratificación cruzada de gran escala o de pequeña escala o laminación paralela, o en cuerpos lenticulares (*ripples* aislados). Localmente existen secuencias negativas y hay cuerpos arenosos con morfología de duna. SOPEÑA (1979) interpreta estos depósitos, como correspondientes a facies medias y distales de abanicos aluviales en clima húmedo. Evidentemente las facies canalizadas pueden ser interpretadas como canales individuales de baja sinuosidad o canales entrecruzados (*braided*) en el caso de los niveles amalgamados, sin embargo hay que considerar la geometría de las superficies de reactivación semejantes a las producidas por la acción de corrientes de marea. Los sedimentos no canalizados presentan geometría y estructuras más propias de llanuras de marea o del desbordamiento de canales por la corriente de *flood* que del desbordamiento de canales en ambiente estrictamente continental.

En conjunto y en un primera aproximación al modelo, el Pérmico de Retiendas podría haberse sedimentado en un medio de transición, estuarino o deltaico en sentido amplio, en el que la influencia de los agentes marinos podría ser cada vez menor en sentido vertical.

SOPEÑA (1979) cita numerosas especies de helechos, Pteridospermas, Cordaitales y Esquietales y abundante material palinológico contenido en los niveles detríticos finos y niveles carbonosos entre las que destacamos *Callipteris conferta*, *Callipteris raymondi*, *Odontopteris gimmi*, *Vittatina* y *Potoniesporites* característicos del Pérmico inferior sobretudo del Autuniense inferior.

1.4. TRIASICO

En la Hoja de Valdepeñas de la Sierra sólo están presentes sedimentos de la Facies Buntsandstein reposando el Cretácico directamente sobre ella o sobre el Paleozoico al oeste del meridiano de Valdeosotos. Se trata de los afloramientos más occidentales del borde sur del Sistema Central. CASTELL (1881), y DE LA CONCHA (1962, 1963) cartografían el Buntsandstein como Cretácico detrítico al tratarse ambas de facies terrígenas separadas por una suave discordancia angular y cartográfica. SCHROEDER (1930) sienta las bases para el conocimiento de la estratigrafía del Triásico de la región. SANCHEZ DE LA TORRE y AGUEDA (1970), realizan la primera síntesis paleogeográfica del Triásico del Sector Occidental de la Cordillera Ibérica. HERNANDO (1977) estudia el Pérmico y Triásico de la región de Ayllón y Atienza. SOPEÑA (1979, 1981) realiza un exhaustivo estudio del Pérmico y Triásico del extremo occidental del Sector Sur del Sistema Central, que incluye el área abarcada por la Hoja de Valdepeñas de la Sierra y en la que realiza cuatro secciones estratigráficas. Distingue regionalmente 7 unidades litoestratigráficas (fig. 3). En la Hoja solo están representadas las Areniscas y limos de Cercadillo al este de Valdeosotos y parcialmente las lutitas y areniscas de Fraguas en el borde oriental (zona de Muriel). Como puede verse en la figura 3 las areniscas y limos de Cercadillo son extensivas sobre las unidades inferiores solo presentes en la zona de Atienza. El tránsito vertical entre las dos unidades citadas se realiza gradualmente en la zona de Muriel.

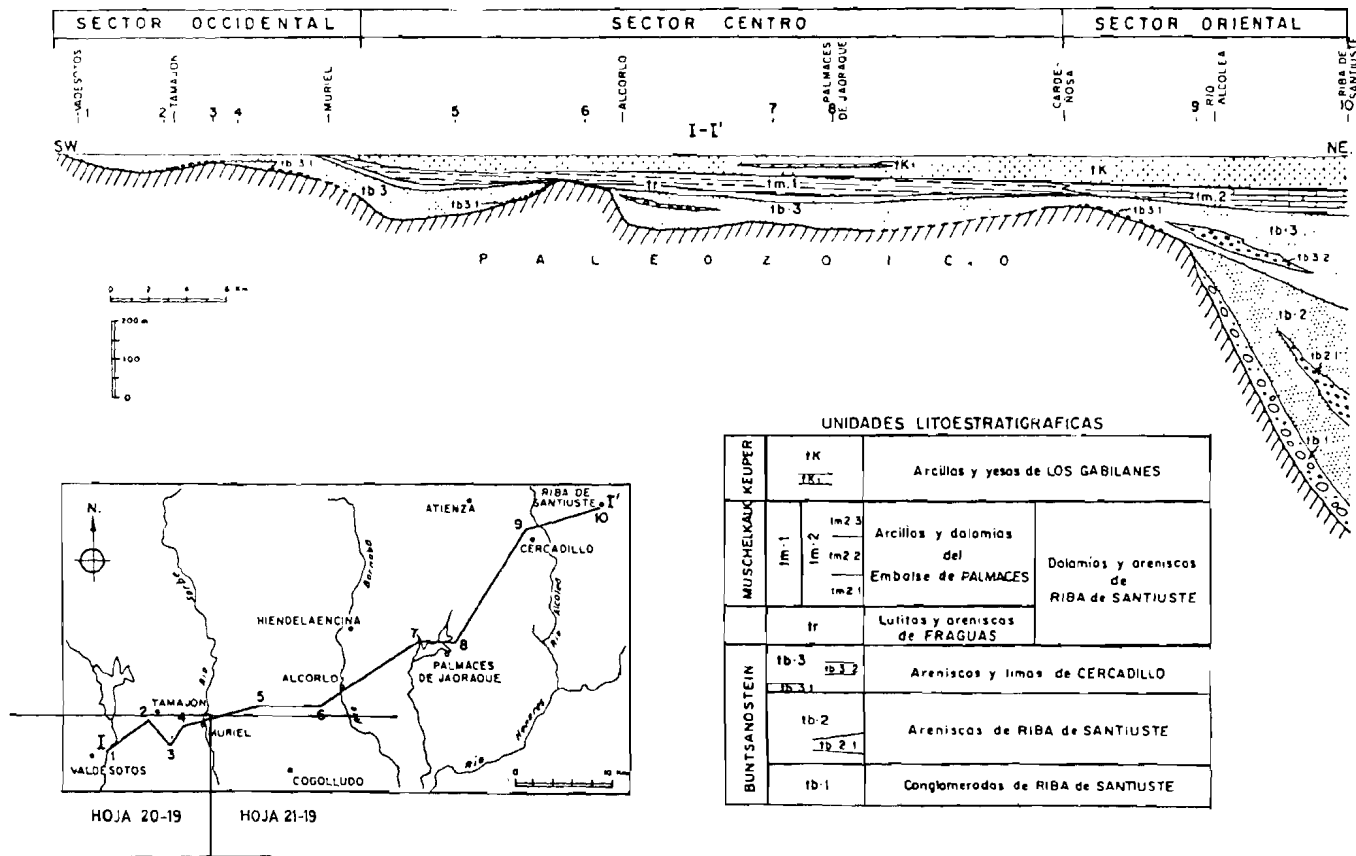


Fig. 3.- Esquema de distribución y variaciones de las unidades litoestratigráficas del Triásico. Tomado de Sopena (1979).

1.4.1. Facies Buntsandstein. Areniscas y lutitas (8)

Afloran en Valdesotos y Muriel formando una franja localmente discontinua y tectonizada. Desaparecen al oeste de la localidad citada en primer lugar por erosión pre-Utrillas.

Para su estudio se ha levantado la sección estratigráfica de Sacedoncillo en la que se han medido 50 metros; SOPEÑA (1979) cita espesores de 33 m al este de Valdesotos, 47,5 m. Al norte de Retiendas, 37 metros en Sacedoncillo y 24,5 m al norte de La Mierla. El espesor varía en el ámbito de la Hoja de 0 a 50 m, aumentando ligeramente en la zona de Muriel.

La unidad viene definida por una alternancia de areniscas, de colores rojos, ocre o blanquecinos, con limos rojo-violáceos. Las areniscas de grano medio a grueso predominante, contienen niveles discontinuos de gravas o gravas dispersas en las que predomina la cuarcita y el cuarzo estando presentes granitoides, pegmatitas, esquistos, feldespatos, pórfidos y pizarra, con morfoscopia de subangulosa a subredondeada. Los limos predominan hacia el techo de la unidad.

Las areniscas son arcosas y subarcosas con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasas muy alteradas (0 %-15 %), micas (biotita y moscovita) y fragmentos de rocas graníticas, metamórficas, pizarras y sobre todo cuarcita. La matriz contiene sericita-caolinita. Como ya se ha indicado en el borde oriental de la Hoja y en tránsito gradual en la vertical aparecen arcillas y limos rojizos y verdosos con finas intercalaciones de areniscas dolomíticas y dolomías arenosas (lutitas y areniscas de Fraguas, SOPEÑA 1979).

Las areniscas y limos de Cercadillo (sección de Sacedoncillo) contienen facies canalizadas y no canalizadas.

Las facies canalizadas (arena media y gruesa y gravas) pueden dividirse en dos tipos: con una sola cicatriz única en la base y con cicatrices internas. Los primeros están rellenos por un solo *coset* o por una secuencia positiva de estructuras y tamaño de grano (*set* planar de gravas/laminación paralela/estratificación cruzada de gran escala/estratificación cruzada de pequeña escala o bien estratificación cruzada de gran escala/estratificación cruzada de pequeña escala). Los segundos presentan cicatrices bastante planares y/o cóncavas con depósitos de *lag* asociados, no muestran una secuencia general positiva aunque siempre terminan con arena fina a media con *ripples* y bioturbación. Son frecuentes las estructuras de *cut and fill*.

Las facies no canalizadas están formadas por limos masivos y arena fina bioturbada con *ripples*. Los términos superiores con cemento carbonatado (Muriel), contienen algas laminares y fantasmas de gasterópodos así como pseudomorfos de cristales de sal (SOPEÑA 1979).

El conjunto inferior de areniscas y limos de Cercadillo puede interpretarse como depósitos correspondientes a un sistema fluvial múltiple cuya actividad disminuye en la vertical. Las lutitas y areniscas de Fraguas deben corresponder a facies de transición probablemente de llanuras costeras (supramareales s.a.).

SOPEÑA (1979) atribuye los términos inferiores al Triásico medio y quizá a la parte más alta del superior por facies y posición estratigráfica. En los términos superiores de la unidad de Fraguas encuentra una asociación de polen y esporas características del Karniense inferior con *Camerosporites secatus*, al este de la Hoja de Valdepeñas de la Sierra.

1.5. CRETACICO

Los materiales cretácicos yacen mediante discordancia angular sobre el Ordovícico medio o Triásico. Dicha discordancia es muy acusada sobre el zócalo hercínico, mientras que se trata de un discontinuidad con suave divergencia de capas, incluso con carácter cartográfico cuando se sitúa sobre la Facies Buntsandstein.

Entre los trabajos de mayor interés sobre el Cretácico la región están los de SCHROEDER (1930), FUSTER *et al.*, (1958 y 1959), DE LA CONCHA (1962) y ARIAS ORDAS (1969). CORCHON (1976) distingue dos formaciones fundamentales: Fm. Patones (sinónimo de la Fm. Arenas de Utrillas) y la Fm. Pontón de la Oliva de naturaleza calcáreo-dolomítica y margosa en la base. Atribuye al Albiense-Cenomaniense inferior la primera y al resto del Cretácico superior la segunda. NODAL *et al.*, (1976) estudian los términos superiores del Cretácico y los inferiores del Paleógeno, incluyendo en el Santoniense los términos de **brechas intraformacionales** que para nosotros representan el inicio del ciclo sedimentario que abarca el Cretácico terminal y Palógeno inferior.

ALONSO (1981), ALONSO *et al.*, (1982) y FLOQUET *et al.*, (1982) definen formalmente las unidades del Cretácico de Segovia y de la región de Cameros-Castilla, ALONSO y MAS (1982) establecen la correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y al sur del Sistema Central.

En la Hoja de Valdepeñas de la Sierra se distinguen 6 unidades cartográficas que son perfectamente correlacionables con las formaciones definidas por ALONSO (1981) y FLOQUET *et al.*, (1982). Para su estudio se han levantado las secciones estratigráficas de Patones y Tamajón.

1.5.1. Fm. Arenas de Utrillas (9). Cenomaniense

Aflora formando una estrecha banda que se alarga de suroeste a noroeste de la hoja, ligeramente tectonizada en el sector central y oriental.

Está constituido por arenas gruesas heterométricas con niveles de cantos de cuarcita, que corresponden a depósitos residuales y cantos dispersos. Tienen mucha matriz. En la zona de Sacedoncillo se intercalan limos micáceos y arcillas versicolores. Adquieren poco desarrollo con un espesor que oscila entre 4 metros en Patones y 22 metros en Tamajón. Cuando se apoya sobre el basamento paleozoico pizarrosos se desarrollan potentes suelos de alteración de hasta 10 metros de profundidad de posible origen tropical o subtropical. En Sacedoncillo se apoya sobre el Triásico en facies Buntsandstein y en este caso aparece entre ambos una potente costra ferruginosa.

Son arcosas o subarcosas con cuarzo, feldespatos potásicos y abundante matriz caolinítica.

Presentan fundamentalmente estratificación cruzada de surco, niveles de suelos y niveles ferruginosos removilizados.

En Tamajón sobre materiales triásicos se localizan en la base secuencias de relleno y abandono de canales, con bases erosivas y depósitos de *lag* y formados principalmente por arenas con estratificación cruzada de surco, que cortan arcillas y limos laminados característicos de facies de acreción vertical de zonas intercanal y derrames de los mismos. Las secuencias son claramente de granulometría y energía decreciente hacia techo y suelen terminar en arenas muy finas y *ripples* y en general en costras ferruginosas que indican abandonos relativamente rápidos.

En la parte superior de la serie los canales son de tamaño mucho mayor y más complejos, pues aparecen incluso niveles que se pueden interpretar como barras transversas, con estratificación planar y algunos *megaripples* bien conservados. En esta zona, además, las arcillas son bastante escasas.

En general corresponden a depósitos fluviales de baja sinuosidad aunque la precisión es difícil considerando la escasez de afloramientos.

En el resto de la zona, aparecen arenas gruesas heterométricas, con cantos, a veces dispuestas en canales de base erosiva y con estratificación cruzada de surco. Las secuencias escasamente se conservan pues o están muy removilizados los materiales o están truncadas, y se interpretan como pertenecientes a un medio fluvial, sin poder precisar más, en una zona donde los canales se autodigieren una y otra vez, enmascarando sus características.

Su edad es incierta y presenta una fuerte diacronía, los primeros niveles que se pueden datar unos metros por encima de la Fm. Arenas de Utrillas, en este sector, pertenecen al Cenomaniense más superior o Turoniense inferior. Tentativamente se le atribuye una edad Cenomaniense, posiblemente sólo Cenomaniense superior.

1.5.2. **Margas grises, lutitas, areniscas y calcarenitas (10). Cenomaniense superior-Turoniense**

Esta unidad aflora entre el borde oriental de la Hoja y los alrededores de Valdepeñas de la Sierra.

Los niveles resistentes existentes en la unidad dan lugar a morfologías en cuevas, *hog-backs*, e incluso crestas en la zona de Muriel.

La unidad está muy bien definida en el área de Tamajón-Sacedoncillo en donde pueden diferenciarse tres formaciones que han sido agrupadas en la cartografía. De muro a techo son:

- Areniscas finas homométricas micáceas y arcillas. Son equivalentes a la Formación Arenas,

arcillas y calizas de Santa María de las Hoyas. Tienen un espesor de 3,7 m y hacia el oeste se acuñan y desaparecen.

Presentan *ripples*, muchas veces de interferencia, suelen estar muy bioturbadas y hacia el techo tienen estratificación *flaser*, *ripples* muy claros de interferencia y arcillas con *linsen*.

Se interpretan como secuencias de granulometría y energía decreciente pertenecientes a un medio de ilanura de marea siliciclástica en situación predominante intermareal.

Su edad debe ser Cenomaniense superior.

- Margas grises con ammonites y equínidos y biomicritas nodulares con foraminíferos, equínidos, lamelibranquios y briozoos. Hacia la base hay un delgado banco de biocalcarenitas. Son equivalentes de la Formación Margas de Picofrentes.

Tienen un espesor máximo de 28 metros y hacia el oeste (zona de Valdepeñas) pasa lateralmente a la unidad cartográfica 11, descrita en el apartado siguiente.

Normalmente las calizas son biomicritas (*mudstone* y *wackstone*) y localmente en la base *packstones* con fósiles e intraclastos.

No presentan secuencialidad, sino que se trata de una alternancia, y se interpretan como depositadas en un medio de plataforma interna carbonatada abierta y de baja energía, es decir, prácticamente siempre bajo el nivel de base del oleaje. El medio es indudablemente de salinidad normal ya que la comunidad orgánica, abundante y diversificada, así lo indica. A pesar de ello, no cabe duda de que la profundidad no podía ser muy grande, primero porque existían condiciones fóticas adecuadas para la vida que allí se desarrollaba y segundo porque la abundante bioturbación y la presencia de epifauna indican condiciones oxigenadas de la superficie del fondo marino.

La edad es Turoniense inferior y quizás también medio, aunque en su base es posible que esté representado el Cenomaniense más alto.

De muro a techo contiene *Sphatites (Jean rogeniceras) subconciatus*, *S. (J) s. choffati*, *Vascoceras* cf. *gamai* (Zonas de *Vascoceras gamai* y *Fallotites subconciatus*), *Leoniceras* cf. *luciae*, *L. cf. segne*, *Hemiaster* (Zonas de *Leoniceras discordate* y *Pragmatites saenzi*). *Leoniceras* cf. *luciae*, *Leoniceras* cf. *segne*, *Pachyvascoceras* sp., *Fagesia rudra* y *Fagesia* sp. (Zona de *Ingridella malladae-Schindewolfites* a Zona de *Wrightoceras mureri-Spathitoides sulcatus*).

- Calcarenitas oolíticas y bioclásticas y areniscas calcáreas limos calcáreos glauconíticos y margas. Es equivalente de la Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas.

Tiene un espesor de 25 metros y hacia el oeste pasa a la unidad que se describirá en el apartado siguiente (Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña). Las calizas son *wackstones*, *packstones* con fósiles y pelets y *grainstones* con intraclastos, oolitos y fósiles.

Se pueden observar dos secuencias, una de areniscas carbonatadas y otras de calcarenitas, cuyo significado ambiental es muy similar.

En la base aparecen micritas bioclásticas que pasan a techo a calcarenitas oolíticas, *grains-tone*, con estratificación cruzada formando barras o *megaripples*. Estas secuencias suelen terminar en pequeñas costras ferruginosas algunas de las cuales pueden corresponder a emersiones.

La secuencia siliciclástica es exactamente igual, margas y arcillas a la base y barras de areniscas a techo. Se trata pues de secuencias de energía creciente hacia techo que se interpretan como de *shoaling*, es decir, de somerización hacia techo pasándose de situaciones de fangos y arcillas de *lagoon* o submareales protegidas a bancos o bajíos (*shoals*) de calcarenitas y areniscas.

Hay que precisar que las secuencias siliciclásticas solamente se dan en el techo de la unidad, donde la influencia de terrígenos es mayor, hecho que coincide además a nivel regional con la evolución del ciclo cenomano-turoniense a nivel de toda la cuenca cretácica del norte de España y también de la Cordillera Ibérica.

Su edad probable es Turoniense superior.

1.5.3. Areniscas dolomíticas, arenas, arcillas, limos y dolomías (11). Cenomaniense superior-Turoniense

Esta unidad cartográfica aparece desde los alrededores de Valdepeñas de la Sierra hasta el límite occidental de la Hoja.

Es equivalente a la Formación Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña y pasa lateralmente hacia el este a los términos medios y superiores de la unidad cartográfica 10 y se extiende hacia el oeste hasta los alrededores de Valdemorillo (Hoja 18-22).

En Patones tiene un espesor de 50-52 metros que se reduce hacia el oeste.

Está constituido por areniscas dolomíticas, en ocasiones bioclásticas nodulosas y bioturbadas, arenas finas micáceas y glauconíticas, margas limosas, lutitas negras carbonosas (sólo en la base), arcillas y algunos bancos de dolomías. Termina con una costra ferruginosa. Tienen algunos lamelibranquios y foraminíferos y sobre todo algas en las dolomías.

Las estructuras sedimentarias son muy variadas: *flaser*, *linsen*, *ripples*, etc.

Se han diferenciado tres asociaciones de facies, todas ellas interpretadas como de llanura de marea siliciclásticas, pero correspondientes a submedios o procesos distintos.

La primera, asociación de facies, se ha localizado exclusivamente en Patones. Se trata de secuencias que comienzan por términos arcillosos poco desarrollados, pasan a areniscas calcáreas muy bioturbadas y con restos de lamelibranquios muchas veces enteros luego hay

areniscas calcáreas con estratificación cruzada de *megaripples* y suelen terminar en dolomías de algas y/o costra ferruginosa. Se interpretan como paso de situaciones de *lagoon*, incluso restringido, a bancos o *shoals* arenosos. Estas secuencias de somerización parecen acabar en un término inter y supramareal dolomíticos.

La segunda, está formada por secuencias clásicas de llanura de marea siliciclástica y mixta, muy bien representadas y fácilmente identificables. Las tres secuencias más características son de *shallowing upward* y pasan de términos intermareales bajos a altos y supramareales (arenas finas micáceas con *flaser*, arenas con *ripples* de oscilación y de interferencia, arcillas con estratificación lenticular, dolomías de algas). Una de ellas parece presentar términos submareales posiblemente.

La tercera asociación de facies corresponde a canales mareales dentro de la llanura, pues presenta secuencias que comienzan con bases erosivas y con frecuencia *lags* de conchas de lamelibranchios o cantos. Las arenas son finas y homométricas, con estratificación cruzada en general de surco y algunos terminan en facies de llanura intermareal-intercanal y están fuertemente bioturbadas a techo.

La edad es fundamentalmente Turoniense en todo el sector oriental del Sistema Central pero en Patones puede que esté representado el Cenomaniense más superior en base sobre todo a la asociación palinológica y al contenido microfauístico de los términos basales.

El conjunto esporo-polinico determinado es el siguiente: *Cyathidites minor*, *Cicatricosporites breviaesuratus*, *Lygodioisporites perverrucatus*, *Leiotriletes*, *Todisporites major*, *Pateillasporites echinatus*, *P. tavadensis*, *Osmundacidites welmannii*, *Abietinaepollimites lusitanicum*, *Taxodiaceaeppollemites hiatus*, *Eucommidites debillis*, *Classopollis obidosensis* y *Atlatopollis verrucosus*.

Entre los microfósiles se ha determinado: *Ammobaculites stephensoni*.

1.5.4. Dolomías tableadas, dolomías, calcarenitas y margas (12). Coniaciense

Localmente da origen a morfologías de Cuestas.

Está presente en toda la banda cretácica que aflora en la Hoja. Si bien presenta algunas variaciones en lo que respecta a los términos inferiores entre Patones y Tamajón. Puede distinguirse dos formaciones, la primera de las cuales, con muy reducido espesor, solo ha podido ser observada en la zona de Patones. De muro a techo son:

- Arcillas nodulizadas, pertenecientes a un episodio palustre, con gran desarrollo de los suelos hidromorfos, cortadas por algunos canales de arenas gruesas heterométricas que tienen escaso desarrollo lateral. Son equivalentes de la Formación Arenas y Arcillas de Segovia. tiene un espesor de 6 metros. Se sitúa sobre una superficie de interrupción muy importante (costra ferruginosa). Hacia el noreste (Tamajón) se resuelve en interrupción sedimentaria pasando en su totalidad a costra ferruginosa y hacia el sur (Hoja de 18-22) lo más probable es que coincida con un momento erosivo o al comienzo del segundo ciclo del

Cretácico superior o ciclo senoniense. Su edad es Turoniense-Coniaciense o mejor Coniaciense inferior.

- Dolomías tableadas más o menos arcillosas con delgadas intercalaciones de margas dolomíticas. Hacia la zona de Tamajón aparecen algunos niveles de calizas y calcarenitas. Es equivalente de la Formación Dolomías tableadas de Caballar (FLOQUET *et al.*, 1981). Su espesor oscila entre 30 y 40 metros.

Los niveles calcáreos son fundamentalmente *grainstones* con intraclastos, oolitos y fósiles, ocasionalmente *packstones* bioclásticos y *wackstones* con intraclastos fósiles y pelets.

Son frecuentes las superficies brechificadas y ferruginizadas.

Todas las secuencias que aparecen son *shallowing upward* aunque dentro de ellas podemos diferenciar tres clases:

Secuencias *grainy* (calcarenitas). Son secuencias que se pasa de dolomías nodulares y margas a dolomías con estratificación cruzada y a techo dolomías de algas y *mud cracks*. Se trata pues del paso de facies de *lagoon* restringido muy probablemente a *shoals* o bajos y por último a llanuras de marea desarrolladas sobre los *shoals*. Solo aparecen en Tamajón.

Secuencias *muddy* (fangosas). Son las más comunes y aparecen tanto en Patones como en Tamajón. Algunas de ellas llegan a conservar el nivel de removilización de la etapa transgresiva en la base. El término más importante suele ser el de dolomías bioturbadas que pasan a techo a dolomías laminadas de algas o dolomías con estructura fenestral. El techo suele estar brechificado y con grietas de desecación, a veces se pueden encontrar pequeños niveles de brechas y muy frecuentemente costras ferruginosas.

Todas ellas corresponden también a llanuras de marea carbonatadas con términos sub, intr. y supramareales.

Secuencias de canal. Solo aparecen algunas, muy escasas en Patones. En la base suelen presentar un depósito residual de conchas y luego aparecen dolomías con estratificación cruzada. Terminan en dolomías de algas y grietas de desecación.

Su edad es Coniaciense.

1.5.5. Dolomías, calizas dolomíticas y calizas (13). Santoniense-Campaniense

Constituyen un importante resalte morfológico que da origen a formas de cuestras, *hogbacks* y mesas.

Cuando no falta por erosión está presente en todos los afloramientos cretácicos de la Hoja.

Esta unidad cartográfica abarca dos formaciones de las definidas por ALONSO (1981), FLOQUET *et al.*, (1982). Se pueden distinguir tres tramos de muro a techo:

- Calcarenitas oolíticas y calcarenitas bioclásticas con estratificación cruzada, biomicritas, calizas laminadas de algas y dolomías que en la zona de Patones terminan en un nivel margoso y de biomicritas nodulares. Son frecuentes los *patches* de rudistas y abundantes los foraminíferos bentónicos.

La potencia oscila entre 30 y 45 metros aumentando hacia el este. Son equivalentes al Miembro Calizas de Linares de la Formación Calizas y dolomías de Castrojimeno. Las calcarenitas son *grainstones* con intraclastos, fósiles y pelets u oolitos.

Se pueden distinguir tres secuencias más importantes. Las dos primeras serían de tipo *grainy* ya que los términos sub e intermareales indican alta energía.

La primera de ellas pasa de margas y micritas en la base a calcarenitas (ocasionalmente con estratificación cruzada *hummocky*) y calcarenitas con estratificación cruzada de *megaripples* que tienen fragmentos de rudistas e incluso pequeños *patches* de los mismos.

El techo está fuertemente bioturbado y/o brechificado, con costras ferruginas frecuentes.

La segunda presenta en la base calcarenitas con estratificación cruzada de *megaripples* con *patches* de rudistas y pasa a techo a calizas con estructura fenestral y con algas cianofíceas. También suelen estar brechificadas a techo y con costras ferruginosas o *hard grounds*.

La tercera secuencia aparece solamente en Patones, está formada por calizas micríticas *wackestone* y *packstones* bioturbadas con *patches* bastante bien desarrollados de rudistas, que pasan a techo a calizas con estructura fenestral y terminan en costras y *hard-grounds* a veces con incrustaciones de lamelibranquios.

Todas las secuencias son de somerización hacia techo (*shallowing upward*) y pertenecen a una plataforma interna carbonatada con desarrollo de *shoals* o bancos de borde de plataforma y con un *lagoon* o zona protegida interna.

Sin embargo, las dos primeras se relacionan directamente con la zona de *shoals*, la primera especialmente pasa de facies de baja energía (*lagoon* ?) a *shoals* propiamente dicho con parada de la sedimentación e incluso posibles emersiones. La segunda presenta un desarrollo claro de facies intermareales sobre el *shoal* y la tercera pertenece predominantemente a una secuencia de *lagoon* con rudistas.

A techo de la unidad aparecen calizas nodulares micríticas con abundantes foraminíferos y corales solitarios y margas. La unidad termina con margas y calizas que parecen presentar condiciones cada vez más someras y protegidas. Tienen en algunos niveles gran cantidad de fragmentos vegetales.

Tiene una edad Santoniense inferior aunque no puede descartarse la posibilidad de que el Coniaciense superior esté representado en la base de la unidad. Contienen *Vidalina hispanica*, *Idalina antiqua*, *Cuneolina pavonia*, *Minouxia lobata*, *Quinqueloculina*, *Moncharmontia apenninica*, *Rotalina cayeuxi*, *Stensionia surrentina*, *Peneroplis giganteus*, *Dictiopsella killiani*, *Dicyclina schlumbergeri* y *Nummofallotia cretacea*, entre otras.

- Dolomías recristalizadas en gruesos bancos lenticulares, en las que se reconocen micritas bioclásticas y calcarenitas con rudistas y estratificación cruzada formando barras. Su espesor varía entre 40 metros (Patones) y más de 90 metros en el extremo oriental de la Hoja. Es equivalente del Miembro Dolomías de Montejo de la Formación Calizas y dolomías de Castrojimeno.

Una secuencia tipo sería de abajo a arriba biomicritas o micritas bioclásticas con *patches* de rudistas, calcarenitas con estratificación cruzada de gran escala, fragmentos de rudistas y costras ferruginosas que terminan con una costra final.

Las secuencias encontradas no deben considerarse como unitarias pues representan el resultado de funcionamientos complejos y repetidos de un proceso de migración de barras calcareníticas de borde de plataforma. Así, el término inferior se corresponde con facies características de un *lagoon* interno con *patches* de rudistas y el superior representa una barra calcarenítica importante o cinturón de *shoals* de borde de la plataforma carbonatada en la que se pueden apreciar muy bien (en Patones particularmente) cada una de las reactivaciones que sufre y las costras y *hard grounds* que se desarrollan en cada período de estabilidad, costras que se reconocen también en las facies internas de *lagoon*.

En el campo es posible diferenciar muy bien hasta cuatro macrosecuencias como la indicada, cada una de ellas correspondiente a un impulso de resultante transgresiva y cuya estructura interna, como se ha explicado, es compleja. La geometría de los *shoals* es posible también diferenciarla en el campo. Cada uno de estos impulsos termina en un *hard ground* muy bien desarrollado (costra final) y los cuatro forman un ciclo de tendencia *thickening-thinning* que forma la parte central del ciclo Senoniense de tendencia transgresiva-regresiva característico de la cuenca cretácica del Norte de España.

La unidad es azoica pero por correlación con sus equivalentes debe considerarse como Santoniense s.a. y mejor Santoniense superior.

- Dolomías masivas, dolomías con porosidad fenestral y algas cianofíceas. Se pueden llegar a reconocer biomicritas bioturbadas y calcarenitas con estratificación cruzada. El conjunto presenta un aspecto más tableado que el infrayacente. Tienen un espesor de 20 metros en Patones y aumenta hacia el borde oriental de la hoja. Son equivalentes de la Formación Calizas de Burgo de Osma.

Corresponden claramente a un medio de llanura de marea carbonatada con dos secuencias reconocibles que son las clásicas ***muddy*** y ***rainy*** ya descritas en la unidad cartográfica 13 (1.5.4.). Hay que indicar que aquí, las calizas y dolomías con estructura fenestral están extraordinariamente bien representadas y lo mismo ocurre con las superficies brechificadas de techo de la secuencia.

Se interpretan como Santoniense superior-Campaniense por correlación con la unidad equivalente (Fm. Burgo de Osma).

1.5.6. Dolomías margosas y margas dolomíticas (14). Campaniense

Aflora de forma discontinua de los reversos de las cuestas y *hog-backs* de la serie dolomítica entre el borde occidental de la Hoja y Valdesotos y en el borde oriental de la Hoja (Muriel).

Constituye un tramo blanco que da origen a una suave depresión morfológica relativa entre las unidades infra y suprayacente.

Constituye el techo del megaciclo del Cretácico superior y sobre ella reposan en paraconformidad, a través de un paleokarst bien desarrollado, las brechas inferiores del ciclo finicretácico-paleógeno. Son dolomías margosas amarillentas con intercalaciones de margas dolomíticas. Se estratifican en capas de aspecto tableado centi o decimétricas. Son equivalentes de la Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo. Suelen presentarse siempre muy recubiertas lo que dificulta su estudio.

Presentan laminación paralela, *ripples*, laminación criptagal, algunos niveles están bioturbados y ocasionalmente tienen aspecto brechoide y aparecen *mud-craks*. Se interpretan tentativamente como un medio de *lagoon*-llanura de mareas, supramareal, muy somero y muy restringido en relación con la etapa regresiva final del segundo ciclo del Cretácico superior.

Su edad es presumiblemente Campaniense.

1.6. CRETACICO TERMINAL-PALEOGENO

Los materiales atribuidos a esta edad reposan mediante paraconformidad sobre los sedimentos claramente marinos del Santoniense.

En la bibliografía aparecen claramente diferenciadas tres unidades mayores: un conjunto inferior con **brechas intraformacionales**, otro intermedio con lutitas y yesos que hacia el Este pasan a yesos masivos y otros superior detrítico de carácter predominantemente conglomerático.

FERNANDEZ NAVARRO (1903) cita la presencia de Eoceno en el área de El Molar. SCHORROEDER (1930) y DE LA CONCHA (1962) atribuyen al Sannoisiense los niveles con evaporitas, al igual que FUSTER *et al.*, (1958, 1959) quienes además consideran como del Oligoceno superior los conglomerados superiores. CORCHON (1974), siguiendo a PEREZ GONZALEZ *et al.*, (1971) admite sedimentación continua desde el Cretácico superior al Oligoceno, considera que las brechas son Senonienses, la unidad yesífera abarcaría para este autor desde el Cretácico terminal al Oligoceno inferior y los conglomerados serían Oligoceno superior. NODAL *et al.*, (1976) mantienen prácticamente estas dataciones precisando una edad Santoniense-Campaniense para las brechas por hallazgo de microfauna característica, Maastrichtiense a Oligoceno medio en la unidad yesífera y Oligoceno superior-Mioceno inferior para los conglomerados por correlación con zonas más surorientales (DÍAZ MOLINA 1974 y DÍAZ MOLINA *et al.*, 1974).

De cualquier forma subsiste el problema de la datación de los términos inferiores de brechas ya que la edad de los niveles superiores del Cretácico marino infrayacente se establece por correlación con las Formaciones tipo del área de Segovia. Sin embargo, la existencia de una paraconformidad, con importante paleokarstificación y sedimentación continental subsiguiente es un fenómeno no detectado hasta ahora en relación con las colapsobrechas del Santoniense-Campaniense del ámbito Ibérico, con las que algunos de los autores citados pretenden correlacionarlas. En base a estos datos preferimos incluirlas en el ciclo regresivo del Cretácico terminal-Paleoceno-Eoceno inferior-medio.

1.6.1. Brechas (15). Campaniense (?) -Maastrichtiense (?)

Afloran en una estrecha banda localmente discontinua adosada a las Cuestas dolomíticas del Cretácico marino entre Valdesotos y el borde occidental de la Hoja: constituyen un débil resalte morfológico.

Reposan mediante paraconformidad, y localmente débil discordancia suavemente angular erosiva, sobre unidades cartográficas antes descritas (1.5.5. y 1.5.6.). En el contacto se observan fenómenos de karstificación que penetran en el sustrato con desarrollo de brechas y costras travertínicas. Siguen brechas calcáreo dolomíticas con cemento carbonatado rojizo y nivelitos discontinuos de costras tipo caliche; este tramo es de potencia muy irregular, desde 3-4 metros en el Pontón de Oliva a unos pocos decímetros al este de la hoja. El tramo superior viene dado por brechas **intraformacionales** o colapsobrechas calcáreo-dolomíticas, a veces margosas, calizas brechoides y localmente calizas tobáceas.

El espesor máximo de la unidad cartográfica es del orden de 40 metros en el Pontón de la Oliva.

Los niveles basales tienen características netamente continentales e implican el inicio de la retirada del mar Cretácico con la subsiguiente exposición subaérea, karstificación y formación de brechas con escaso transporte relacionadas con los procesos de disolución kárstica. Las colapsobrechas han sufrido transformaciones diagenéticas de gran importancia. Probablemente debió tratarse de un depósito original de carácter mixto evaporítico-carbonatado, siendo la brechificación el resultado de la disolución posterior de las evaporitas. A modo de hipótesis podemos indicar que la sedimentación tuvo lugar en situaciones supramareales en una zona costera, restringida con predominio de las situaciones de hipersalinidad sin aporte de agua dulce, correspondiendo el depósito de calizas tobáceas a las orlas de las *sebkhas*.

Se datan tentativamente como Campanienses por correlación y consideraciones paleogeográficas aunque es muy posible que también esté representado el Maastrichtiense.

1.6.2. Lutitas rojas, yesos, yesos detríticos y conglomerados con cemento de yeso (16). Yesos (17). Maastrichtiense-Paleoceno-Eoceno medio (Rhenaniense).

Esta unidad aflora al pie de las Cuestas cretácicas en la mitad suroeste de la hoja entre La Puebla de Valles y el borde occidental de la misma. Algunos retazos aparecen en la margen derecha del río Sorbe. Los yesos masivos aparecen fundamentalmente al este, en los alrededores

de Beleña. Frecuentemente se encuentra muy recubierta por terrazas y aluviones. Da origen a morfologías suaves y alomadas.

Para su estudio se han levantado las columnas de Arroyo de la Concha y Uceda Sur, esta última a caballo entre la hoja y la colindante al sur (Marchamalo 20-20).

El espesor total de la unidad excede de los 1000 metros probablemente 1300-1400 metros.

En la cartografía se han diferenciado dos unidades: la primera de ellas con importantes intercalaciones de lutitas y con potentes tramos de lutitas masivas (16) y la segunda predominantemente yesífera (17). Ambas se encuentran en relevo lateral situándose las facies de yesos hacia el Este. Algunos niveles de yesos (17) se han resaltado en la cartografía en el sector occidental.

En esta última zona pueden distinguirse dos tramos en la unidad 16:

a) En los primeros 400-500 metros predominan las siguientes litofacies: lutitas; alternancias de lutitas, yesos y lutitas con cristales de yeso y alternancia de lutitas con yesos detríticos. Localmente se interdigitan y hay lentejones de unas litologías en otras.

- Las lutitas están compuestas fundamentalmente por arcillas masivas, violetas y rojas con delgadas y esporádicas intercalaciones de suelos calcimorfos. Predominan a techo (50 m) y base del tramos (150 m) existiendo en la parte inferior de este último nivel algunos paleosuelos hidromorfos en arcillas versicolores.

Mineralógicamente están compuestas por illita dominante, caolinita, dolomita y cuarzo en pequeña proporción. En toda la cuenca del Tajo se encuentran facies semejantes en idéntica posición y se interpretan como continentales en base a la ecología de los restos fósiles que se han encontrado hasta el momento: *Vidaliella* que es un gasterópodo terrestre, characeas, fragmentos de huesos y cáscaras de huevos de Dinosaurios. Deben representar las facies distales de aparatos deposicionales cuyas zonas apicales no estaban situadas en los márgenes actuales de la Cuenca del Tajo.

- Las alternancias de lutitas rojas, lutitas con cristales de yeso y yeso se sitúan en el tercio inferior y superior del tramo. Los yesos son macrocristalinos con porfiroblastos, algo nodulosos y representan depósitos de *salt pan* de un lago-playa. Las lutitas con cristales de yeso corresponden a la llanura arcillosa salina donde los cristales crecen por evapotranspiración capilar en la orla externa del lago-playa. Ocasionalmente algún canal poco profundo con relleno de yeso detrítico, erosiona los yesos.

- Las alternancias de lutitas con yesos detríticos se sitúan preferentemente en la parte media del tramo. Hay intercalados algunos niveles de lutitas con cristales de yeso y yeso. Los yesos detríticos rellenan canales de espesor medio de 1 metro o son cuerpos tabulares del orden de 0,5 m. Los cuerpos canalizados suelen estar rellenos por un solo coset de estratificación cruzada de gran escala y ocasionalmente presentan laminación paralela a techo. El relleno suele ser yeso detrítico pero a veces aparecen clastos de caliza / dolomía y cuarzo. Se trata de canales efímeros.

En conjunto este tramo inferior puede interpretarse como una llanura distal de un sistema deposicional sin relieves importantes próximos. Los yesos detríticos no parecen tener ninguna relación con la fuente de suministro de las lutitas; empiezan a ser volumétricamente más importantes en el tramo siguiente (b). Más adelante discutiremos su origen y significado.

La base del tramo se data tentativamente como Maastrichtiense apareciendo en el techo characeas muy ornamentadas, que datan un Eoceno medio (Rhenaniense basal).

b) El tramo superior tiene una potencia de 800-900 metros y está representado por los niveles superiores de la columna del arroyo de la Concha y por la de Uceda Sur.

En él predominan tres litologías: lutitas, yesos y terrígenos gruesos definidos por gravas con matriz de yeso detrítico. En menor proporción existen lutitas con cristales de yeso.

- Las lutitas son limos y arcillas rojas masivas con espesores entre pocos milímetros (asociadas a terrígenos en capas) y varios metros (asociadas a terrígenos canalizados). Contienen yesos fibrosos anastomosados, cristales de yesos, yeso enterolítico y nódulos de carbonato de aspecto edáfico, que nos hablan de su relación con llanuras arcillosas salinas.

- Los yesos tienen espesores muy variables desde capas decimétricas hasta 30 metros. Los niveles potentes están groseramente estratificados. Presentan facies nodulosa, laminar, alabastrina y macrocristalina. La nodulosa proviene de la sustitución de anhidrita primaria y se forma en los márgenes de los lagos-playa. La laminar es más interna y se forma bajo una lámina de agua pudiendo ser considerada como una facies de *salt-pan*. Ambas litofacies pueden alternar en sentido vertical lo cual implica expansiones y retracciones consecutivas de los márgenes de los lagos salinos. Se corresponden con la unidad cartográfica 17.

- Los terrígenos gruesos están compuestos fundamentalmente por yeso detrítico y por clastos de caliza/dolomía, cuarzo, cuarcita y granito. Los yesos detríticos, cuarzo y cuarcita tienen normalmente tamaños comprendidos en la fracción arena mientras que los de los carbonatos y granito lo están en la fracción grava.

Al microscopio la fracción arena está compuesta por granos de cuarzo (20 %-30 %), feldespato potásico (10 %), plagioclasa (10 %), micas (5 %) dominando la moscovita sobre la biotita y clorita, fragmentos de rocas dolomíticas (10 %-15 %) y yeso normalmente recristalizado (30 %-55 %). El yeso es originalmente detrítico y ha sido recristalizado durante la diagénesis teniendo aspecto de cemento en las láminas.

Desde el punto de vista geométrico pueden distinguirse facies no canalizadas y facies canalizadas.

Las facies no canalizadas tienen espesor decimétrico y alternan con lutitas en tramos de hasta 33 metros de espesor. Tienen geometría normalmente tabular aunque a veces se acuñan y amalgaman, hay algún cuerpo lenticular de base plana y techo convexo. Los cuerpos tabulares pueden ser homogéneos con cantos flotando en la matriz o concentrados en la

parte media, estar rellenos por una soia estructura (estratificación gradada negativa o positiva, laminación paralela, laminación cruzada de pequeña escala, *climbing ripples*) o por varias siendo lo más frecuente una sucesión de laminación paralela y estratificación cruzada de pequeña y gran escala y menos estratificación gradada (*ripples* o bien asociaciones de cosets de *ripples* o laminación paralela separados por cicatrices con depósitos de carga residual (fig. 4). Los mecanismos de transporte son pues corrientes tractivas y en menor proporción *debris flow* y corrientes de turbidez.

Otros aspectos en relación con los cuerpos tabulares es un paso lateral a limos y la presencia de nódulos de yeso y ocasionalmente señales de raíces y *burrows* que indican que lateralmente están asociados a lagos-playa salinos.

Como se ha indicado hay algún cuerpo de base plana y techo convexo que presenta en la base de un depósito de carga residual y con estructura interna no identificable que podría indicarnos que los límites distales de los cuerpos tabulares fueron en planta lobulados.

Los terrígenos canalizados tienen espesores entre 0,5 y 4 metros y están englobados en lutitas ocupando intervalos de hasta 60 metros, alternando en sentido vertical con otros de yeso o de sucesión de cuerpos tabulares. La mayor parte de estos canales tienen relleno masivo con cantos flotando o acumulados a techo encontrándose a veces en contacto, a veces hay cantos dispersos en la base. Se interpretan como depósitos de transporte en masa (*debris flow*). Otros canales presentan estructuras tractivas y están relacionados con las facies masivas (fig. 4 a y b) o bien dichas estructuras constituyen todos el relleno del canal: depósitos de carga residual (raro), laminación paralela de alto régimen de flujo, estratificación cruzada de gran y pequeña escala. La mayor parte de estos canales está rellena por un solo evento deposicional y tienen techo plano y base cóncava y algunos presentan alguna cicatriz interna por lo que se consideran como canales rectos y efímeros, siendo algo más persistentes y con posibles configuración braided los que presentan cicatrices internas.

Para la interpretación de conjunto de este tramo superior caben dos hipótesis:

La presencia de ellas es que los canales de baja sinuosidad sean integrantes de un sistema distribuidor en el que los canales desaparecen rápidamente en sentido distal dando lugar a lóbulos deposicionales de geometría tabular. En sentido distal el sistema estaría relacionado con lagos playa salinos, que también ocuparían áreas más proximales dentro de la llanura de inundación. Para que se produzca un cambio tan notable en la geometría de los detríticos gruesos es necesaria la existencia de una ruptura brusca de pendiente cuyo origen es problemático (tectónico ?, etc.). [

Otra posibilidad es considerar que los intervalos de cuerpos tabulares y los que contiene canales no están relacionados espacialmente sino que se corresponden a distintas etapas de desarrollo del sistema que se repiten cíclicamente. Los cuerpos tabulares representarían la sedimentación en capas o *sheets* típicas de estos sistemas en relación distal con lagos playa.

El cambio de sedimentación de canales distribuidores puede deberse a cambios en el nivel de base que condicione la incisión de canales o a oscilaciones climáticas o movimientos

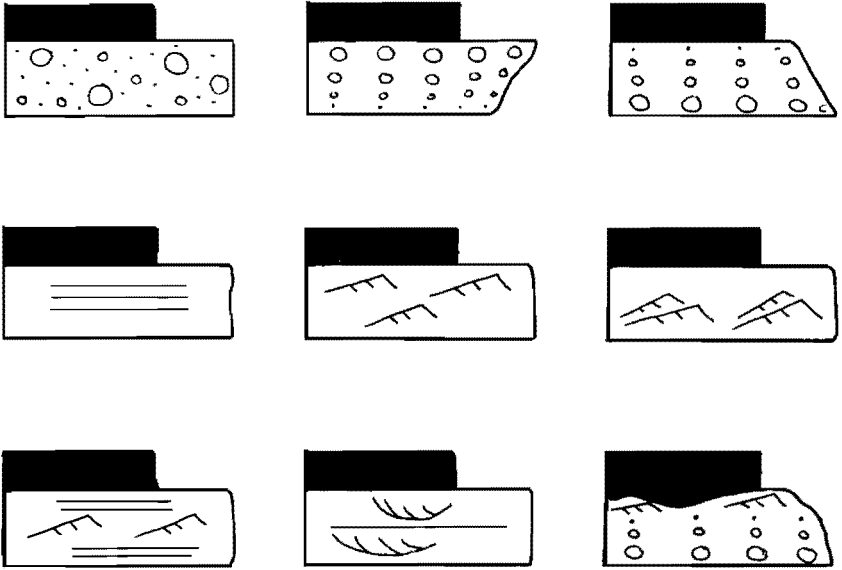


Fig. 4a.- Principales facies y asociaciones en los cuerpos tabulares de la unidad cartográfica 16.



Fig. 4b.- Principales asociaciones de facies de los cuerpos canalizados de la unidad cartográfica 16.

tectónicos. En las llanuras de inundación entre canales se desarrollarían también lagos-playa salinos (fig. 5).

Apoya esta última hipótesis el hecho de que los cuerpos tabulares no forman secuencias que se puedan atribuir a la progradación de canales ni hay relación directa observada entre ambas facies.

Este tramo se data como Eoceno medio (Rhenaniense) por situarse sobre términos datados como Rhenaniense basal y bajo unidades de edad Eoceno superior (Headoniense).

1.6.3. Arcillas y margas grises. Areniscas y calizas (18). Eoceno superior-Oligoceno inferior (Rhenaniense superior-Headoniense)

Se sitúan mediante suave discordancia angular sobre las unidades cartográficas descritas en el apartado anterior. Esta discordancia es muy patente en la cartografía del anticlinal de Beleña de Sorbe-Fuencemillán, en la Hoja colindante de Jadraque (21-19).

Sus principales afloramientos se sitúan en el valle del Sorbe y en los alrededores de Puebla de Valles y valle del Jarama en donde se encuentra muy recubiertos por depósitos cuaternarios. Constituyen una ruptura de pendiente entre las unidades infra y suprayacente.

Su estudio se ha realizado en la columna de Beleña de Sorbe en la que se han medido 80 metros sin llegar al muro. El espesor total de la unidad debe ser del orden de 100 metros.

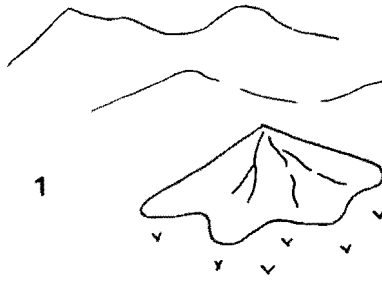
Está constituida por una alternancia irregular de margas grises y arcillas gris oscuras con intercalaciones de calizas arcillo-arenosas y areniscas más o menos calcáreas grises y gris verdosas. Se estratifican en capas de orden decimétrico (calizas y areniscas) a métrico.

Al microscopio las areniscas son de grano fino y están compuestas por cuarzo (20 %), feldespato potásico (5 %), fragmentos de esquistos (5 %), fragmentos de dolomías y calizas (30 %) y cemento dolomítico (35 %). Como accesorios hay clorita, circón, turmalina y cantidades variables de glauconita y que puede llegar a ser cuantificable. Las calizas son biomicritas con algas (15 %) y cuarzo (15 %).

Los niveles arcillosos más puros están compuestos por 70 % de filosilicatos, 25 % de calcita-dolomita y 5 % de cuarzo. Entre los filosilicatos hay 50 % de esmectitas, 45 % de paligorskita y 5 % de illita.

Las margas y arcillas contienen, localmente, restos vegetales, fragmentos de huesos de vertebrados principalmente acuáticos, y esporádicamente nódulos de yeso. Algunos niveles de calizas tienen estructuras prismáticas o nodulosas y pueden interpretarse como palustres. Las areniscas pueden tener geometría canalizada o tabular, dominando esta última con un relleno de estructuras constituido por granoselección positiva o laminación paralela, ambas con o sin *ripples* a techo o simplemente *ripples*.

Se interpretan como depósitos de playas carbonatadas en las que los cuerpos tabulares de arena podrían corresponder a los lóbulos deposicionales de los canales de este sistema. En



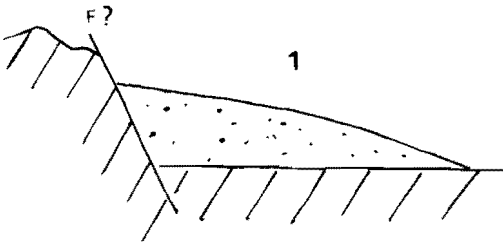
1

Etapa de sedimentación de los cuerpos tabulares



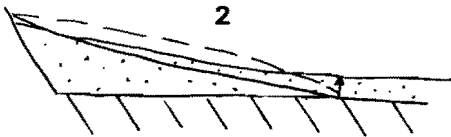
2

Etapa de incisión y de progradación relativa



1

Perfiles



2

Fig. 5. Esquemas de evolución del tramo superior de la unidad 16.

conjunto estas facies corresponden a las distales del sistema deposicional progradante constituido por la serie areniscosa conglomerática del Oligoceno que se describirá a continuación.

Las muestras lavadas y tamizadas para el estudio de microvertebrados fósiles han proporcionado abundantes fragmentos óseos correspondientes a peces y anfibios y reptiles acuáticos de nulo valor cronoestratigráfico. Tan solo una de ellas ha proporcionado un diente de Lirón (*Gliravinae*) asimilable a *Gliravus* aff. *priscus* que data el Headoniense. El Headoniense es un piso continental que se encuentra a caballo entre el Eoceno y Oligoceno.

La unidad en conjunto se da como Rhenaniense superior y Headoniense por correlación con la **Unidad detritica inferior** de DIAZ MOLINA (1978) y DIAZ MOLINA *et al.*, (1979) con cuya base es perfectamente correlacionable.

1.6.4. Conglomerados, areniscas, calizas y lutitas (19). Oligoceno (Sueviense-Arverniense inferior)

Esta unidad aflora fundamentalmente en los alrededores de Beleña de Sorbe, existiendo unos pequeños ojales, bajo sedimentos neógenos, en las proximidades de La Puebla de Vallés y La Mierla.

Resaltan morfológicamente sobre la unidad inferior y dan origen a topografías quebradas en detalle, debido a la alternancia de niveles duros cementados y blandos.

Se ha estudiado en la columna de Beleña de Sorbe en la que se han medido 660 metros sin llegar al techo.

Está constituido por conglomerados y areniscas cementados, calizas más o menos arenosas e incluso conglomeráticas, limos, arcillas y margas. Petrográficamente son muy homogéneos a lo largo de toda la columna.

La fracción mayor de 2 centímetros en los conglomerados está compuesta por calizas (15 %-35 %), dolomías (25 %-40 %), cuarcitas (35 %-45 %) y pizarras y esquistos (0 %-7 %). Los niveles del techo tiene mayor proporción de pizarras y esquistos. La matriz y cemento son el 30 %-35 % del total y el tamaño de grano aumenta hacia el techo en donde se alcanzan centilos de 110 cm en caliza y 60 cm en cuarcita con morfoscopia subredondeada.

La matriz de los conglomerados tiene una composición semejante a la de los niveles de areniscas que suelen ser de grano medio a microconglomeráticas, formadas por granos subangulosos-subredondeados a subredondeados, de cuarzo (20 %-25 %), feldespato potásico (5 %-10 %), fragmentos de cuarcitas y esquistos (5 %-10 %) fragmentos de calizas y dolomías (30 %-45 %) y cemento de calcita.

Las calizas son normalmente dismicritas peletoidales con limo de cuarzo (5 %-10 %) y eventualmente trazas de ostrácodos. En la Puebla de Vallés son más lacustres con estromatolitos y foraminíferos.

Las lutitas de los niveles inferiores suelen ser más finas (40 % de filosilicatos, 10 % de cuarzo, 25 % de calcita y 25 % de dolomita) estando la fracción arcilla formada por paligorskita (45 %), illita (40 %) y caolinita (15 %). En los niveles intermedios están muy edafizadas y carbonatadas (15 % de filosilicatos, 5 % de cuarzo, 60 % de calcita y 20 % de dolomita), siendo la fracción arcilla: illitas (40 %), esmectitas (40 %) y caolinita (20 %).

En conjunto en la columna de Beleña de Sorbe pueden distinguirse tres tramos que de muro a techo son:

- 220 m en los que predominan las areniscas, niveles carbonatados con estructuras acintadas, prismáticas y nodulosas, margas grises y verdes y limos edafizados. Se observan secuencias dominantes, arenisca con base canalizada/caliza/limo ó marga.

- 300 m. Conglomerados y limos rojizos edafizados y carbonatados. Los conglomerados tienen a techo calizas arenosas con estructuras idénticas a las antes citadas.

- 140 m. Alternancia de conglomerados gruesos tabulares y niveles de arena más o menos gruesa y limo con arena dispersa de tonos rojizos. Forman una secuencia estrato y grano creciente.

En los terrígenos más gruesos (arenas y conglomerados) pueden distinguirse cuerpos con geometría tabular, lenticular y canalizada.

Los cuerpos tabulares de arena tienen espesores entre 0,3 y 1 m y presentan asociaciones de facies semejantes a las descritas para la unidad cartográfica 18 (1.6.3.). Los cuerpos tabulares de conglomerados presentan cicatrices internas y geométricas interna de canales o son masivos. Existe una transición geométrica entre estos cuerpos tabulares y los canales. Ocasionalmente los conglomerados tienen base plana y techo convexo.

Las facies observadas en el relleno de los canales son: facies masivas en gravas y arenas, depósitos de carga residual, laminación paralela de alta energía, gravas con estratificación cruzada planar y estratificación cruzada de gran y pequeña escala. Las facies masivas están constituidas en ocasiones por canales amalgamados y son debidas a un modelo *braided*.

Esta unidad representa la progradación de un sistema deposicional que por sus facies más proximales está formado esencialmente por cuerpos tabulares de gravas y bloques (sedimentados posiblemente a partir de un transporte en masa), que pasan en sentido distal a canales. Estos canales estarían ya presentes desde el ápice, aumentando en densidad aguas abajo (fig. 6), lo que sugiere la existencia de un sistema distribuidor. Los canales se hacen cada vez menos profundo en sentido distal probablemente por pérdida de agua en el aluvión permeable, evapo-transpiración, precipitación menor en la cuenca o sedimentación sinorogénica.

Las áreas intercanales o distales estaban ocupadas por lutitas y margas con paleosuelos o costras calcáreas y zonas inundadas con sedimentación de calizas palustre-lacustres.



La unidad se atribuye al Oligoceno (Sueviense-Arveniense inferior) por situarse sobre sedimentos

MODELO DEPOSICIONAL DEL ABANICO DE BELEÑA DE SORBE

FACIES DETRITICAS DEL ABANICO

-  CANALES
-  LOBULOS
-  SHEETS
-  LIMOS DE INUNDACION

FACIES DE ENCHARCAMIENTO Y LACUSTRES

-  CALIZAS NODULOSAS Y
CALIZAS NODULOSAS CON DETRITICOS
-  CALIZAS HOMOGENEAS Y MARGAS

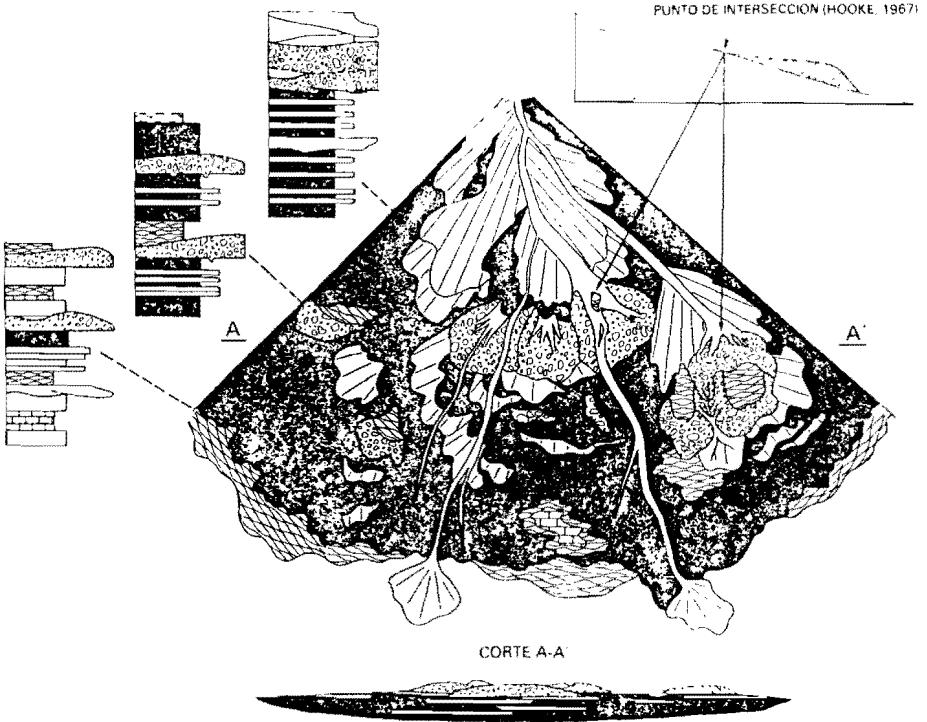


Fig. 6.- Modelo deposicional del abánico de Beleña de Sorbe.

de edad headoniense y ser correlacionable con la **Unidad detrítica inferior** de DIAZ MOLINA y DIAZ MOLINA *et al.*, (1978, 1979).

1.7. NEOGENO

La Hoja se sitúa en el borde centro-septentrional de la Cuenca del Tajo. Durante el Neógeno el relleno de la misma se realiza en condiciones endorreicas estando alimentado en los bordes por abanicos aluviales, a los que siguen facies de transición complejas, 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 sobre la cuenca del Tajo son muy 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 cambio laterales de facies y definen diferentes unidades litoestratigráficas en base a datos de campo y composición mineralógica. ALIA (1960) y ALIA *et al.*, (1973) realizan estudios sobre la evolución geotectónica de la Cuenca, estableciendo cinco discontinuidades mayores en el ciclo neógeno. CAPOTE *et al.*, (1968) detectan la presencia de sedimentos fluviales, ampliamente extendidos, bajo las calizas de los Páramos. 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) integran los datos faunísticos y eventos tectónicos de la Cuenca estableciendo, a parte de la Castellana, las fases Neocastellana (finales del Mioceno inferior principios del medio), Iberomanchea 1 (de edad intravillafranquiense, Cabra *et al.*, 1988) e Iberomanchea 2 (límite plio-pleistoceno, Cabra *et al.*, *o.c.*). MARTIN ESCORZA (1976) confirma la actividad tectónica de las fracturas del basamento durante el Neógeno precisando las discontinuidades definidas por ALIA *et al.*, (*op. cit.*). Establece cinco unidades litoestratigráficas mayores que abarcan el Mioceno y parte del Plioceno separadas por discordancias. DIAZ MOLINA (1978) y DIAZ MOLINA *et al.*, (1979) dividen el Terciario continental de la depresión intermedia entre Altomira y la Serranía de Cuenca en cuatro unidades litoestratigráficas mayores separadas por discordancias: Unidad basal (Cretácico terminal a Eoceno medio), Unidad detrítica inferior (Eoceno medio a Oligoceno superior), Unidad detrítica superior (Oligoceno superior a Mioceno inferior) y Unidad terminal culminada por las calizas de los Páramos (Mioceno medio-Plioceno inferior). PEREZ GONZALEZ (1979) estudia los problemas del límite plio-pleistoceno, estableciendo que la colmatación de las cuencas terciarias del centro de España coincide con la génesis de costras laminares bandeadas hace 2,5 millones de años previamente a la instalación de la Raña. GARRIDO MEJIAS *et al.*, (1981, 1982) dividen el relleno tabular de la Cuenca en cuatro unidades tectosedimentarias separadas por **rupturas de orden mayor** y establecen las características sedimentológicas y paleogeográficas de la unidad yesífera superior. ALBERDI *et al.*, (1983) relacionan antiguos y nuevos yacimientos de vertebrados confirmando la existencia de la Fase neocastellana en el centro de la Cuenca.

En el Neógeno de la Hoja de Valdepeñas de la Sierra podemos distinguir dos conjuntos o unidades tectosedimentarias mayores separadas mediante una discordancia angular, que hacia el centro de la Cuenca pasa a paraconformidad (Hojas 20-20: Marchamalo y 20-21: Algete).

La primera de ellas está constituida por la unidad arcósica 20, correlacionable cartográficamente con las arcillas verdes y arcosas que contiene las faunas de Madrid y el yacimiento de Paracuellos del Jarama en la Hoja 19-21: Madrid. Su edad es pues Aragoniense. Se sitúa discordante sobre el Paleógeno.

La segunda tiene una gran variabilidad litológica, reflejo de las diferentes composiciones de las áreas fuente. Las principales relaciones entre las unidades cartográficas diferenciadas se dan en la fig. 7 Dichas unidades son extensivas hacia los bordes del macizo antiguo y las denominaciones Piedemontes de Somosierra. En la vecina Hoja de Jadraque (21-19) reposan, mediante discordancia angular, sobre materiales perfectamente datados como Vallesiense superior en el yacimiento de Arbancón. Se datan tentativamente como Turolense (probablemente Ventiense y Plioceno inferior).

1.7.1. **Arcosas y fangos arcósicos (20). Mioceno medio-Aragoniense (Orleaniense-Astaraciense)**

Afloran exclusivamente en el valle del río Jarama en los alrededores del cruce de las carreteras de Torrelaguna-Valdesotos y Valdepeñas de la Sierra-Casas de Uceda. Se encuentran siempre muy recubiertas por depósitos cuaternarios (terrazas, conos, etc.) siendo sus afloramientos muy poco numerosos y de dimensiones reducidas lo que dificulta su estudio estratigráfico y sedimentológico.

Son los únicos representantes de la **Unidad terminal** en esta zona y como se ha indicado en párrafos anterior (1.7.) se sitúan entre dos discordancias.

Es espesor máximo, deducido de la cartografía, debe ser del orden de 170 metros.

Está constituido por una alternancia irregular de arcosas sueltas blanquecinas y fangos rojizos arcósicos en capas de orden métrico. Las arcosas tiene tamaños de arena media a gruesa y microconglomerática y contiene gravas de cuarcita, esquistos, gneises y pizarras así como calizas y dolomías que pueden llegar al tamaño bloque. Al microscopio están compuestas por cuarzo (40 %), feldespato potásico alterado (25 %), agregados de carbonato por disolución de rocas calcáreas sustituyendo a matriz, feldespatos (20 %) y epimatriz sericitica (10 %), como accesorios hay turmalina y estaurilita.

Se presentan en cuerpos relativamente extensos y potentes con base poco erosiva y abundantes cicatrices internas con depósitos de carga residual y estratificación cruzada de gran escala. Aunque los afloramientos no permiten observaciones más precisas se interpretan como canales distribuidores de baja sinuosidad de un aparato deposicional de tipo abanico aluvial.

La edad se da por correlación cartográfica con niveles equivalentes, que más al sur en la Hoja 21-21 (Madrid) contiene en su techo el yacimiento de Paracuellos del Jarama perteneciente a la zona MN6 o Astaraciense inferior.

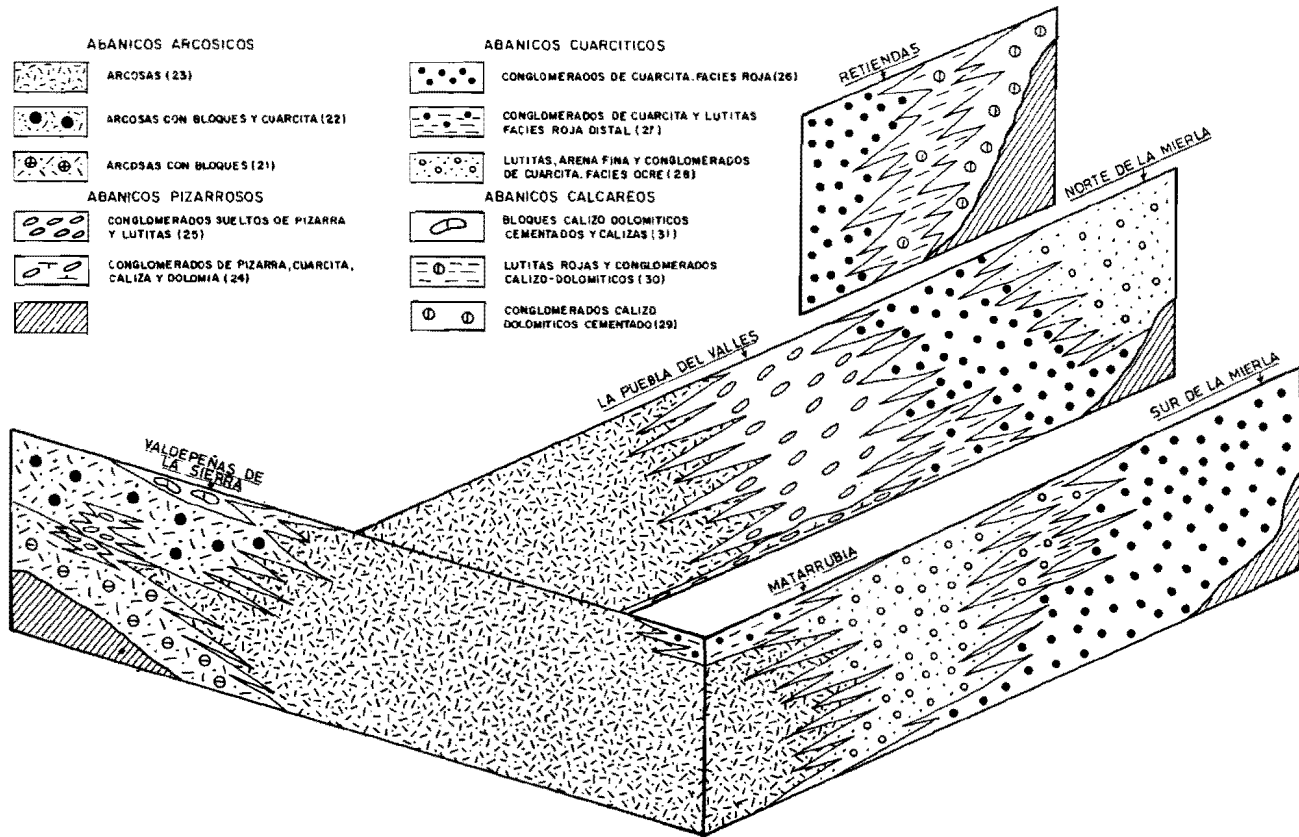


Fig. 7.- Esquema de las principales relaciones entre la facies de los términos superiores del Neógeno (Sin escala).

1.7.2. **Abanico arcósico. Arcosas con cantos y bloques (21), Arcosas con bloques y abundantes cantos y bloques cuarcíticos (22) y arcosas (23). Mioceno sup. a Plioceno inferior (?).** (Turoliense sup. o Ventiense a Rusciniense ?)

Afloran en el sector meridional y occidental de la Hoja situándose las facies más gruesas sobre el zócalo paleozoico y entre el Pontón de la Oliva y Valdepeñas de la Sierra. Es en esta última zona donde se sitúa la salida principal de materiales hacia la cuenca del aparato deposicional arcósico en esta zona del Sistema Central.

Presentan morfologías fuertemente disectadas por la incisión lineal reciente con desarrollo de cárcavas, actualmente funcionales, en cuyas salidas se depositan numerosos conos de deyección.

Para su estudio se han levantado la columna de Cerro de la Santurda y Arroyo de Valdelayagua. En conjunto se han diferenciado las tres facies que encabezan este epígrafe. En conjunto el abanico arcósico fosiliza un paleorrelieve importante en la zona principal de salida con espesores máximos del orden de 190 metros.

La composición petrográfica es bastante homogénea en las tres unidades. Son arcosas de grano medio a conglomeráticas con cuarzo (25 %-35 %), feldespato potásico alterado (20 %-25 %), plagioclasas muy alteradas (10 %-5 %), fragmentos de rocas fundamentalmente esquistosas y eventualmente pizarrosas cuarcíticas y granos compuesto cuarzo-feldespáticos (20 %-25 %), matriz micáceo ferruginosa (20 %) y eventualmente epimatriz de alteración de feldespatos (10 %). Los fragmentos mayores de 1 centímetro son cuarzo, pizarras, esquistos, feldespatos, cuarcita y granitoides. La relación plagioclasa/feldespato potásico oscila entre 0 y 1/5. La composición de la fracción pesada se refleja en el cuadro 1 indicando una procedencia metamórfico-ígneas. La procedencia metamórfica es más acusada en las facies con más cuarcitas (22).

La unidad de arcosas con bloques (21) presenta una potencia máxima de 100 m; predominan las facies conglomeráticas muy gruesas sobre las arenas. Rellenan canales de potencias variables de hasta 10 metros de espesor, pueden estar formadas por una sola unidad deposicional o varias que a su vez pueden tener geometría canalizada prácticamente horizontal o masiva. Las facies arenosas están organizadas en canales resaltados por depósitos de carga residual y rellenos por estratificación cruzada de gran escala, laminación paralela y *cut and fill*. Esta unidad se identifica con aportes laterales de tipo pizarrosos y mixto arcósico-cuarcítico. Se interpretan como facies relativamente proximales de abanicos aluviales con predominio de canales que formaban parte de un sistema distribuidor, sobre los canales múltiples de pauta anastomosada representados por las facies arenosas. Tiene una procedencia del ONO y NO. La unidad de arcosas con bloques y predominio de las cuarcitas alcanza un espesor máximo de 130 metros y presenta facies arenosas semejantes a las descritas en el párrafo anterior. Las facies gruesas tiene geometría tabular, con base ligeramente erosiva, y estructura predominantemente masiva. Ocasionalmente las arenas pueden ser masivas y las gravas tener una grosera laminación inclinada. La potencia de las facies arenosas aumenta en la vertical observándose una variación de muro a techo que va desde trenes de dunas erosionados por los sedimentos, con geometría lenticular, facies masivas intercaladas entre los

MUESTRAS	Opacos naturales		PORCENTAJES DE MINERALES PESADOS TRANSPARENTES ENTRE SI																				
	Opacos naturales	Opacos de alteración	Turmalina	Circón	Granate	Rutilo	Anatasa	Broquita	Titanita	Estaurolita	Distena	Andalucita	Sillimanita	Epidota	Anfiboles	Piroxenos	Micas	Cloritas	Carbonatos	Sulfatos	Apatito	Monacita	Zoisita-Clinzoisita
ABANICOS ARCOS																							
21	A	E	16		5	1			65	9	2	2					F						TR
22	A	F	4	TR	8	2		2	46	15	3	5					E				13	1	1
23	A	A	18	7	3	1		1	44	20	4						A				1		
23	F	F	32		4				32	28		1					F				1		2
23	F	F	27	1	3	2			49	4	1	2					A				11		
ABANICOS CUARC.																							
26	F								90	3	4	1					E						
26	F	F	1			TR			92	5							F						
26	A	F	9		4	3	2		80	2							E				TR		
27	F	F	3	TR	TR	1	TR	TR	87	8	1			1			F						
27	F	A	9	1	3		1	1	78	3		3	2				E						
28	F	F	6	TR	1	1	TR	2	82	6	2												
28	A	F	4		3	TR	2		83	6		2					A						
28			3		1				92	1	3	TR					A						

CUADRO 1. Composición mineralógica de los abanicos arcósicos (Unidades 21 a 23) y cuarcíticos (unidades 26 a 28)
A: abundante. E: escaso. F: frecuente. TR: traza.

conglomerados y por último facies arenosas semejantes a las que la unidad 21. Aunque a veces los clastos estén en contacto y la matriz de finos sea escasa, estas facies pueden ser interpretadas como originadas por un transporte en masa de tipo *debris flow*, favorecida por la presencia de clastos de todos los tamaños, siendo las canalizaciones internas de origen deposicional. Se interpretan como facies proximales de abanicos de procedencia NNO que progradan sobre las facies arcóscicas netas, indentándose con ellas en parte, y que representan un momento de reactivación tectónica.

Las facies de arcosas (23) tienen un espesor máximo visible de 100 metros son las que adquieren mayor desarrollo horizontal pudiendo observarse variaciones en sentido proximal-distal (bordes laterales del abanico indentándose con otras facies (pizarrosa, ocre, etc...)). En las zonas situadas en las proximidades de la salida principal (Cerro de la Santurda) tienen facies semejantes a las descritas para la unidad 21 pero con predominio de las facies arenosas entre las que se intercalan algunos cuerpos de gravas y se interpretan como depósitos de zonas medias de abanico con predominio de canales múltiples de pauta anastomosada disectadas por canales que formaban parte de un sistema distribuidor. Hacia los bordes y en sentido distal se desarrollan facies en las que alternan cuerpos canalizados de arena y grava asimilables al modelo *braided* y fangos arcóscicos (lutitas con arena dispersa abundante). En las zonas de coalescencia con otros abanicos los canales *braided* solo están rellenos por arenas arcóscicas medio-gruesas y se desarrollan paleosuelos carbonatados en las facies de lutitas con arena dispersa de desbordamiento, que han sido representadas en la cartografía mediante una sobrecarga de rayado verde.

Las unidades son totalmente azoicas y su datación se hace por posición estratigráfica y correlación cartográfica, al situarse por encima de niveles del Vallesiense superior o zona MN10 (yacimiento de Arbancón) en zonas más al este de la Hoja. La edad del techo se da tentativamente y no debe sobrepasar el Rusciniense.

1.7.3. **Abanico pizarroso. Conglomerados de pizarra, cuarcita, caliza y dolomía (24). Conglomerados de cantos de pizarra y lutitas rojo violáceas (25). Mioceno sup. a Plioceno inferior (?).** (Tuoliense sup. o Ventiense a Rusciniense, ?)

Sus principales afloramientos se sitúan al sur y sureste de Valdesotos, en la zona de la Puebla de Vallés. Existen otros afloramientos de menor entidad al este de Alpedrete de la Sierra, en los alrededores del Embalse de El Atazar, al sur de Uceda y en los alrededores de Retiendas.

Da origen a morfologías muy disectadas por la incisión lineal con abundante desarrollo de cárcavas.

Los abanicos principales son los de la zona de Valdesotos y La Puebla de Vallés. Los ápices se encuentran actualmente desmantelados y se situarían en los alrededores de la localidad citada en primer lugar y en los alrededores de Tortuero. Los depósitos más proximales que se encuentran actualmente se encuentran ligeramente inclinados hacia la cuenca.

En la cartografía se han distinguido dos unidades:

- La unidad basal tiene un espesor entre 5 a 10 metros y está compuesta por cantos y

bloques de pizarra, cuarcita, caliza y dolomía con matriz arenosa y limolítica frecuentemente cementada por carbonatos. Esta unidad también está presente localmente bajo las unidades arcóscicas más orientales.

Presenta un relleno múltiple con cicatrices internas bien marcadas en cuyo interior es difícil observar estructuras.

- La serie superior tiene un espesor máximo de 150-160 metros. Está formada por gravas de pizarra aplanadas y lutitas rojo violáceas con arena dispersa y pequeños fragmentos pizarrosos. En el abanico principal de La Puebla de Vallés los términos lutíticos son más abundantes en su mitad meridional, mientras que hacia Valdesotos predominan los niveles de gravas.

Los niveles lutíticos se interpretan como depósitos de transporte en masa de tipo *mud-flow*. Los niveles de gravas pueden presentar geometría tabular o canalizada a escala de afloramiento, con relleno masivo, laminación grosera e imbricación, *cut and fill*.

Pueden estar formados por varios canales amalgamados o estar rellenos por un solo evento deposicional, manifestando en ocasiones una agradación vertical sin incisiones sobre las unidades deposicionales. La gran densidad de canales y su asociación espacial con las lutitas sugiere un modelo que podría oscilar desde el *braided* para los cuerpos amalgamados, hasta un sistema de canales múltiples que podrían presentar pautas de anastomosamiento lo que se infiere de la gran densidad de canales y por tanto de la probabilidad de que se crucen.

1.7.4. Abanicos cuarcíticos. Conglomerados de cantos silíceos. Facies roja (26). Conglomerados de cantos silíceos y lutitas rojas. Facies roja distal (27). Lutitas y arenas finas ocre, arenas y conglomerados de cantos silíceos. Facies ocre (28). Mioceno sup. a Plioceno inferior (?). (Turolense sup. o Ventiense a Rusciense ?)

Afloran en la mitad oriental de la Hoja. Los materiales constituyentes de estas unidades están atravesados por numerosos cursos intermitentes de tipo rambla y presentan un modelado de vertientes regularizadas disectada por numerosas cárcavas.

Se han estudiado en la columna de La Mierla y mediante observaciones puntuales. El espesor máximo del conjunto de abanicos cuarcíticos es del orden de 180 metros. Forman parte de un sistema deposicional de abanicos aluviales coalescentes cuyas salidas principales se situarían hacia el norte en la zona del pantano de El Vado-Majaelrayo y al norte del vértice nororiental de la Hoja.

En la cartografía se han diferenciado las tres facies que encabeza este epígrafe.

Las facies rojas (26) están constituidas por conglomerados sueltos, subredondeados, con intercalaciones lenticulares, escasas de arenas medias a gruesas y limos arenosos rojos. La fracción mayor de 2 cm está compuesta por cuarcita (65 %-85 %), areniscas cuarcíticas (0 %-14 %), pizarras (2 %-16 %), esquistos (0 %-2 %) y cuarzo (9 %-20 %). En la fracción grava fina (hasta 2 cm) las pizarras son más abundantes. Se alcanzan tamaños máximos de 60 cm y hasta 1 m en la zona de El Vado y al sureste de la Mierla. El tamaño máximo más

frecuente es de 25-30 cm y el tamaño medio oscila entre 7 y 11 cm. Los clastos están en contacto y la matriz arenosa gruesa puede ser hasta de 35 %-40 %. Las arenosa son de grano medio-grueso subangulosos a subredondeado compuestas por cuarzo (40 %-70 %), fragmentos de rocas esquistosas micáceas, ferruginosas y cuarcíticas (20 %-50 %), micas (0 %-10 %) y cemento micáceo ferruginoso alrededor de los granos (5 %-25 %). La composición de la fracción pesada se da en el cuadro 1. En la fracción ligera domina absolutamente el cuarzo observando ocasionalmente trazas de feldespatos.

Estos sedimentos presentan una arquitectura interna que rellenan canales, con espesores preservados comprendidos entre 0,2 y 2,5 metros, amalgamados en sentido vertical y horizontal y que definen una pauta *braided* en la constitución de este abanico. Tienen las siguientes facies: depósitos de carga residual (patentes cuando los sedimentos suprayacentes son arenas), *cut and fill*, imbricación, masiva y *sets* de láminas inclinadas pudiendo diferenciarse barras y canales. Los cuerpos lenticulares de arena presentan estratificación cruzada de gran escala. También existen facies mixtas con relleno de arena y grava. Esta facies pueden haberse formado por la agradación de un abanico aluvial subsidente (o por la superposición de canales *braided*). Los aportes provienen del norte o del nornoreste.

La facies roja distal (27) está compuesta por lutitas rojas en ocasiones arcillas, entre las que se intercalan cuerpos canalizados de gravas con arena media gruesa semejantes a los de la unidad 26 y espesores entre 0,5 y 2,5 metros. La composición de la fracción pesada se da en el cuadro 1. Es característica la ausencia de feldespatos en la fracción ligera, excepto en las zonas próximas a las de coalescencia con los abanicos arcóscicos en las que se encuentra 64 % de cuarzo y 36 % de feldespatos siendo la relación plagioclasa / feldespato potásico de 1 / 11. La fracción lutítica fina contiene 65 % de filosilicatos compuestos por illita (55 %), caolinita (30 %) y esmectitas (15 %). Los cuerpos canalizados presentan geometrías y estructuras propias del modelo *braided* y los finos corresponden de depósitos de desbordamiento. Representan facies distales con canales distribuidores de los abanicos cuarcíticos rojos.

Las facies ocre (28) presenta un espesor máximo de 90 metros en La Mierla. Está compuesta por una alternancia de arenas finas y limos arcillosos de tonos ocre y pardo rojizos, en tres los que se intercalan cuerpos canalizados de gravas cuarcíticas decoloradas de 3 a 5 m de espesor y de composición semejante a la de la unidad 26, pero que carecen del cemento micáceo ferruginoso alrededor de los granos. Las arenas finas están compuestas cuarzo (45 %) fragmentos de rocas esquistosas variadas (20 %), feldespato potásico (0 %-5 %) y cemento micáceo ferruginoso laterítico pelicular alrededor de los granos (20 %). La composición de la fracción pesada se da en el cuadro 1. La fracción arcillosa fina contiene un 70 % de filosilicatos compuestos por illita (60 %) y caolinita (40 %).

Los niveles de gravas tiene geometría y asociaciones de facies propias del modelo *braided*. Los cuerpos de arena fina tienen geometría tabular a escala de afloramiento, aunque algunos presentan bases suavemente canalizadas, siendo las únicas estructuras indetectables la laminación debida a *ripples* y las huellas de escape de fluidos, contienen además abundantes arcillas de iluviación proveniente de niveles más superiores que el confiere colores *tacheté* al conjunto. Las lutitas son masivas. Los aportes provienen del noroeste.

Estas facies pertenecen a un sistema deposicional coalescente con los abanicos de las facies rojas. Corresponden a facies de abanico aluvial procedente del noreste en las que los cuerpos tabulares representarían los lóbulos de expansión distal de los canales y los cuerpos canalizados *braided* canales más estables y permanentes.

Así pues las facies indentan con las facies rojas y ambas a su vez lo hacen con los abanicos arcósicos y pizarrosos.

Estas unidades son azoicas realizándose la atribución de edad por consideraciones regionales. La edad de los niveles superiores es muy problemática.

1.7.5. **Abanicos calcáreos. Conglomerados cementados de caliza, dolomía y pizarra (29). Lutitas rojas y conglomerados de caliza, dolomía y pizarra (30). Bloques calizo dolomíticos cementados, calizas (31). Mioceno sup. a Plioceno inferior (?). (Turoliense sup. o Ventiense a Rusciniense ?)**

Afloran exclusivamente en los alrededores de Retiendas (29 y 30) y Valdepeñas de la Sierra (31) formando parte de dos sistemas deposicionales diferentes.

En la zona de Retiendas y como consecuencia del desmantelamiento del conjunto calizo dolomítico del Cretácico superior se reconoce la existencia de un sistema deposicional formado por al menos dos abanicos aluviales coalescentes, cuyos ápices se situarían al norte y este de la citada localidad. Estas facies se indentan con las facies rojas cuarcíticas antes descritas.

En la cartografía se han diferenciado dos unidades cartográficas en función de la cementación y de la proporción de niveles arcillosos.

La primera de ellas (29) está compuesta por conglomerados de bloques calizo-dolomíticos y clastos de pizarra inmersos en una matriz de arena gruesa con abundante cemento carbonatado y desarrollo de costras travertínicas. El tamaño de grano disminuye en sentido distal y la morfoscopia se hace más redondeada. Lateralmente y hacia la zona de indentación con los abanicos cuarcíticos, aparecen bancos de decimétricos a métricos de arcillas rojizas, que pueden ser asimiladas a arcillas de descalcificación transportada. Contienen fragmentos pizarrosos y arena dispersa, así como niveles de gravas calizo-dolomíticas.

Corresponden a facies proximales y medias de abanico aluvial con predominio de facies de transporte en masa, disectadas por algunos canales.

En la zona de Valdepeñas de la Sierra, aparecen depósitos caóticos con grandes bloques (de hasta varios metros) de calizas y dolomías y clastos de pizarra con matriz de arena y abundante cemento calizo dolomítico blanquecino. Localmente aparecen niveles más o menos continuos de calizas micríticas con abundantes recristalizaciones por actividad de plantas. Esta unidad cartográfica (31) se sitúa sobre las facies arcósicas con abundante cuarcita o directamente sobre el Paleógeno. Se interpretan como depósitos de transporte en masa de zonas proximales de un sistema de abanicos aluviales coalescentes de pequeño tamaño. En las

zonas entre abanicos (interlóbulos) se desarrollarían charcas más o menos permanentes con sedimentación de calizas.

Las unidades cartográficas 29 y 30 se sitúan estratigráficamente algo por encima del relleno más basal de la serie superior neógena por lo que deben asimilarse fundamentalmente al Plioceno inferior. La unidad con calizas (31) debe colocarse hacia niveles más altos dada la posición que ocupa.

1.7.6. Conglomerados silíceos, arenas (32). Rusciniense-Plioceno superior

Están representados al oeste y suroeste de La Mierla y son los últimos términos de la sedimentación neógena en este sector de la Cuenca de Madrid. Se apoyan en discordancia erosiva sobre la unidad cartográfica de la Facies ocre (28), encontrándose los mejores cortes de el Collado de Valdepeñuelas.

Los depósitos están formados por gravas de cuarcita y cuarzo, casi al 50 %, con presencia de pizarras en las clases de menor tamaño. Los cantos se acumulan en más de 80 % en la fracción inferior a los 8 cm y el centilo está próximo al tamaño bloque, medido en el eje mayor. Los sets arenosos, más abundantes en el tercio basal, son de textura media y gruesa y las arenas están pobre o moderadamente clasificadas. Las estructuras internas mayores en las gravas son de estratificación cruzada de surco a gran escala y planares. Ambas estructuras se corresponden, respectivamente, a paleocanales apilados de procedencia del NW y a barras. En estos depósitos no es infrecuente encontrar cortezas y *hard-pans* ricos en óxidos de hierro y aluminio, de origen secundario. El espesor de esta unidad es del orden de 8 a 10 m.

Mineralógicamente, las arenas tienen una asociación de pesados cuyo mineral principal es la estaurólita (70 %-90 %), acompañado muy secundariamente por la turmalina (3 %-15 %) y la broquita (2 %-8 %). En los ligeros domina el cuarzo (89 % al 95 %), estando los feldespatos muy débilmente representados (1 % al 5 %); otros minerales accesorios son las micas con valores porcentuales entre el 2 % y el 8 %.

Estos depósitos soportan un suelo muy evolucionado (GALLARDO *et al.*, 1987), con un *solum* muy potente (8 m), y con las características siguientes:

- un bajo grado de saturación, indicador de un fuerte lavado
- la relación hierro libre/total entre 90 % y 100 % que indica una intensa alteración
- la capacidad de intercambio catiónico, entre 25 y 35 m.e./100 g
- predominio de los minerales caoliníticos en la fracción arcillosa.

Este suelo clasificado como ferruginoso señala un clima más cálido y húmedo durante su período de formación que está lógicamente infradatado por la edad de la unidad 32, que podría ser del Villafranquiense inferior o medio.

1.7.7. Ortoconglomerados silíceos (33, 34 y 35). Raña. Plioceno superior

Morfológicamente el piedemonte de la Raña de la Cuenca de Madrid, está estructurado en diferentes plataformas (PEREZ-GONZALEZ y GALLARDO, 1987) que se encajan unos pocos de metros entre sí. Dede un punto de vista de las litofacias que constituyen los distintos niveles de este piedemonte no se han observado diferencias apreciables, aunque sí en su composición mineralógica. La Raña es un depósito de grano soportado y los sets arenosos, cuando aparecen, ocupan la parte inferior de las secuencias. En la composición litológica de las gravas (LAZARO OCHAITA y ASENSIO AMOR, 1978), predominan las cuarcitas (75 %-85 %) sobre los pórfidos (2 %) y cuarzos (13 al 23 %). También se pueden contabilizar pizarras, a veces alteradas, en tamaños inferiores por lo general a los 3 ó 4 cm. El espectro granulométrico tiene dos máximos, uno de 40-60 mm (27 %-35 %) y otro en la clase 80-120 mm (15 %-29 %). El centilo oscila entre 17 cm y 50 cm, estando la mediana de grano en 50-74 mm.

Las facies principales, en las gravas (Miall, 1978), son de código Gp y Gt, y en menor medida Gm. Las arenas medias a gruesas y moderadamente clasificadas, son del tipo Sp. En algunos cortes se han observado en la zona de contacto con el sustrato surcos de corriente (*scour channels*) rellenos de grava y arena.

La Raña de la Cuenca de Madrid representa entonces un tipo de llanura aluvial de piedemonte con facies de canales entrelazados de una cierta sinuosidad, siendo su espesor máximo de 7-8 m.

Los criterios de individualización de las diferentes plataformas aluviales de la Raña, además de los geomorfológicos, pueden apoyarse en la composición mineralógica de las arenas y en los suelos (VAUDOUR, 1979; ESPEJO, 1985; GALLARDO, *et al.*, 1987; PEREZ-GONZALEZ y GALLARDO, 1987).

Hay materiales que provienen de dirección Sorbe (plataforma de Robledillo de Mohernando, Matarrubia y Cerro de la Tejedora) que tienen una asociación mineralógica de: estaurólita (15 %-88 %), turmalina (8 %-36 %)-circón (2 %-34 %).

Los sedimentos de la Raña, cuyo origen es de dirección Jarama (plataformas de Villaseca de Uceda y Casa de Uceda) tienen como mineral índice la silimanita (13 %-30 %) que es mineral que forma parte de la asociación junto con la estaurólita (40 %-71 %), que es el principal, y la turmalina (9 %-22 %). El circón que es un mineral con relativos altos porcentajes en la asociación anterior, en ésta está ausente o apenas alcanza el 2 %.

En los ligeros también se aprecian diferencias, en el primer caso el cuarzo es dominante con un 60 %-97 %, acompañado, accesoriamente, por feldespatos (1 %-8 %) y micas (1 %-15 %). En el segundo la asociación es de cuarzo (60 %-82 %), con presencia a veces destacada de feldespatos (4 %-32 %) y micas (6 %-24 %).

En los suelos hay, igualmente, una distinta evolución que se establece de las plataformas más altas a las más bajas (por ejemplo entre el nivel de Cerro de la Tejedora-Moro y Matarrubia) y de cabecera a pie (PEREZ-GONZALEZ y GALLARDO, *o.c.*), de tal manera que se puede establecer

la siguiente secuencia: suelo pardo fersialítico con horizonte Bg carbonatado secundariamente en los segmentos inferiores de Villaseca y Casa de Uceda; suelo fersialítico ácido hidromorfo en Matarrubia y suelo ferruginosos hidromorfo en Cerro de la Tejedora-Moro.

La edad de la Raña de la Cuenca de Madrid es problemática y, sin duda, posterior a la unidad 32, en la cual se encaja y parece abarcar un cierto espacio cronológico si se considera la evolución de los suelos en la vertical. Una opinión posible es que la Raña es del Villafranquiense medio, es decir que se ha originado en algún momento del lapso de tiempo comprendido entre 2,5 m.a. y 1,8 m.a. Otra es considerar que la Raña representa el límite plio-pleistoceno, luego estaría alrededor de los 1,8 m.a.-1,6 m.a.

1.8. CUATERNARIO

Los depósitos fluviales de los ríos Jarama y Sorbe junto con los conos aluviales implantados en la margen derecha del río Jarama, al pie de los relieves terciarios y mesozoicos, son las formaciones superficiales cuaternarias mejor desarrolladas en la Hoja. El resto de los depósitos (fondos endorreicos, coluviones, etc.) tiene escasa importancia, tanto por su representación areal como por sus espesores, particularmente los asociados a la evolución de las vertientes.

1.8.1. Gravas poligénicas, arenas, y arenas limo-arcillosas (36 a 51). Terrazas. Pleistoceno

Al igual que sucede en otros valles del NE de la Cuenca de Madrid, los ríos Jarama y Sorbe y sus tributarios han construido durante el Pleistoceno un gran número de plataformas aluviales. Se han cartografiado hasta 14 niveles fluviales con cotas relativas comprendidas entre los + 6 m y + 180-190 m. Las más bajas forman las terrazas de la Campiña, niveles 50 (+ 6-8 m), 49 (+ 10-12 m) y 48 (+ 40 m) y las más altas están inmejorablemente expuestas, en el valle del Jarama, en la Loma de los Pradillos, al norte de Matarrubia, y en Laguna Grande y Laguna Chica. En el Sorbe al norte y suroeste de la Puebla de Beleña.

Los elementos mayoritarios que constituyen las terrazas son las gravas de composición litológica de cuarcitas, cuarzos y pizarras, por orden de importancia, con presencia de granitoides en las terrazas del Lozoya y en el Jarama, aguas abajo de su confluencia con el citado Lozoya. Las pizarras aumentan porcentualmente su importancia en los tamaños menores, siendo en ocasiones claramente mayoritarias por influencia de aportes laterales locales, como es el caso de la zona de Torremocha de Jarama. El grano se agrupa en más del 80 % en las clases por debajo de los 14 cm, estando el centilo muy a menudo en la fracción bloque, medido en su eje mayor. Se han reconocido litofacies (MIALL, 1978), del tipo Gp (de estratificación cruzada planar) y Gt de estratificación cruzada de surco, a veces a gran escala. No son infrecuentes las Gm de imbricación de cantos.

Las arenas, como en otros sistemas fluviales de la región, son muy poco abundantes, tanto en matriz como formando *sets* o *cosets* en los paquetes de gravas fluviales. Son arenas gruesas a muy gruesas o arenas medias a gruesas, pobre o moderadamente clasificadas, con finos por debajo del 6 %-7 %. Por sus texturas y estructuras sedimentarias de estratificación cruzada planar son litofacies de código Sp.

Suelen conservarse en la parte superior de los cortes, términos de llanuras de inundación (litofacies FI) con arena fina o fina y media, moderadamente clasificadas y altos porcentajes de limo-arcilla (> 40 %). El espesor total de todas estas litofacies pueden alcanzar los 6 ó 7 m.

Mineralógicamente, domina la estauroлита (20 %-90 %) acompañada por la turmalina (1 %-49 %), el granate (0 %-38 %) y la sillimanita (0 %-28 %). En los ligeros el cuarzo es mayoritario (52 %-98 %), estando los feldespatos comprendidos entre el 1 % y el 21 %, y las micas del 1 % al 44 %, según datos de ALEIXANDRE *et al.*, (1977) y los análisis realizados para esta Hoja.

En cuanto a los suelos, las terrazas bajas de + 6-8 m y +19-12 m, tienen suelos pardos fersialíticos y a partir de la de + 40 m (48) los suelos son rojos fersialíticos con pseudogley y suelos fersialíticos ácidos en las más altas. En éstas, al igual que en la Raña, hay un acusado contraste textural (planosolización) entre el A, areno-limoso, y la parte superior del arcilloso B que determina en los periodos húmedos una capa freática colgada de características reductoras que provoca la segregación y concrecionamiento del hierro.

La cronología precisa de las terrazas está aún por determinar, un dato de interés es el que aportan CABRA *et al.*, (1983) para la terraza de + 45 m del Lozoya, con una fauna del paso del Pleistoceno inferior a medio compuesta, según Alberdi y Morales, por: *Equus stenonis*, *E. cf. bressanus*, *Rhinoceros sp.*, *Hippopotamus sp.*, *Macaca sp.*, bóvidos, cérvidos, úrsidos, etc.

En la cartografía se ha adoptado una división cronológica convencional para el Jarama, Sorbe y arroyo de la Dueñas, en la cual las terrazas de + 6-8 m y + 10-12 m serían del Pleistoceno superior, situándose el límite Pleistoceno medio-inferior en la terraza de + 80 m (44).

1.8.2. Gravas y cantos silíceos (39). Glacis. Pleistoceno

Se trata, en realidad, de una vertiente de enlace entre la terraza de + 190 m del Jarama de Laguna Grande y Laguna Chica y una estrecha cresta que separa a esta terraza de su equivalente en el valle del Sorbe. Los materiales que la conforman provienen de la Raña (unidad cartográfica 34) que ha sido desmantelada y cuyos productos de gravas de cuarcitas y cuarzos han sido distribuidos en ese plano inclinado. El espesor no debe superar los 1 ó 3 m.

1.8.3. Gravas poligénicas o monogénicas, arenas, arenas arcillosas y limos yesíferos (52, 53 y 54). Conos aluviales, depósitos de pie de talud y coluviones. Pleistoceno medio a Holoceno

Varias familias de conos o abanicos aluviales pueden diferenciarse en la Hoja de Valdepeñas de la Sierra. Los de mejor desarrollo, con radios mayores de 2 km, son aquellos que provienen del macizo pizarroso de la Sierra. Se encuentran situados en el ángulo noroeste de la Hoja y su carácter litológico es prácticamente monogénico. Están formados por pizarras y alguna cuarcita, con una moda principal en 3-5 cm y otra secundaria en 8-12 m. En ocasiones se observan bloques de cuarzo, cuarcita o caliza mesozoica (de hasta 1,80 m de eje mayor) que provienen de la cuesta estructural de Torrelaguna-Patones. Las gravas pizarrosas, con escasísima

matriz arenosa, presentan estructuras sedimentarias de estratificación cruzada planar a media y gran escala, con cantos imbricados, separándose en la vertical unas coladas de otras por niveles, con espesores máximos de 0,40 m, masivos de limo-arcillas (54 % al 65 %) arenosas pobremente clasificadas. La potencia de estos conos puede ser superior a los 4 ó 5 m.

Otra generación de conos son aquéllos que están implantados al pie de los relieves de Cerro de Mingo Negro-Cerro de Guadarrama y Cerro de la Muela, al igual que los otros reposan sobre las terrazas bajas de la campiña, pero son de carácter, poligénico y la relación arenas/gravas es mayor que uno. Los cantos, muy heterométricos, en tamaños mayores de 10-12 cm, son de cuarcita, cuarzo, pizarras y algún granitoide, se disponen en horizontes poco potentes inclinados hacia el eje fluvial del Jarama. Las arenas, aparentemente masivas, son de textura de arena media a gruesa o muy gruesa o de fina a gruesa, con porcentajes muy variables de limo-arcilla (4 % a 33 %), y están casi siempre moderadamente clasificadas. Su composición mineralógica denota su origen (unidades 22 y 23) ya que la asociación de pesados es turmalina (23 %-38 %), estauroлита (22 %-29 %), silimanita (6 %-23 %), acompañados por el inestable apatito (9 %-18 %) y el granate (5 %-7 %). En los ligeros es mayoritario el cuarzo (45 %-55 %), seguido por los feldespatos (24 %-28 %) y las micas (21 %-27 %). El espesor de estos depósitos es, en algún caso, mayor de la docena de metros.

Estos conos soportan suelos relativamente evolucionados del tipo pardo fersialítico.

Los conos más modernos, o de deyección, son regularmente de menor tamaño y de edad holocena (54), sus texturas y calidad de sus materiales dependen, lógicamente, de sus puntuales áreas de origen y se encuentran asociados normalmente a los fondos de valle actuales.

Otros depósitos de relativo interés son los limos yesíferos (fracción de limo+arcilla > 63 %), con cantos y bloques de yeso, adosados al talud paleógeno (unidades 16 y 17) del Cerro de la Santurda-Tinados de Prada, en el cuadrante suroccidental de la Hoja.

También hay que citar, los sedimentos relacionados con la cuesta estructural caliza de Torrelaguna-Patones, formados por coladas apiladas de gravas de caliza, subangulosas-subredondeadas, con cuarcitas, cuarzos y pizarras, y bloques de litología calcárea empastados en una matriz arcillo-arenosa rojiza y cementados por carbonato cálcico. Espesores máximos medidos del orden de 7 m.

Finalmente, quedan por señalar los coluviones más recientes que son formaciones superficiales poco potentes de gravas, arenas y limo-arcillas que tapizan topografías que sirven de enlace entre las distintas formas cartografiadas. Se han diferenciado sólo aquéllas de mayor potencia y extensión.

1.8.4. Gravas poligénicas, arenas y arenas limo-arcillosas. (55, 56). Fondos de valle, lecho de canales y llanuras de inundación. Gravas y arenas (57). Barras aluviales. Holoceno

Todos los depósitos están ligados a la actividad más actual u holocena de los cursos fluviales y arroyos. Depósitos de llanura de inundación se han separados en el valle del río Jarama,

están constituidos, a techo, por unos 2 m de arena fina a muy fina con porcentajes de hasta el 60 % en limo-arcillas que cubren barras de gravas con estratificación cruzada de surco o planar, con cantos imbricados. Las barras y formas de lecho de canal del fondo del valle del río Jarama están formadas por gravas de cuarcita, cuarzo, pizarras y dependiendo del lugar de los muestreos, granitoides y calizas; son por lo general polimodales, estando las modas principalmente comprendidas en la fracción de 6 a 16 cm y muy a menudo el centilo está en la fracción bloque. Los médanos arenosos tienen textura de arena media a gruesa, moderadamente bien clasificada con fracción limo-arcillosa por debajo del 6 %. Mineralógicamente, la estaurólita (35 %-75 %) está siempre presente, acompañada por la turmalina (4 %-15 %) y a veces por el circón (0 %-10 %). En los ligeros domina el cuarzo (74 %-92 %), seguido por los feldspatos (3 %-20 %), las micas (1 %-5 %) apenas si están representadas.

Otros fondos de valle de los arroyos y torrenteras que discurren por la Hoja, tienen granulometrías muy diversas, en función de las áreas que drenan, los hay de fondos arenosos con gravilla o grava (por ejemplo la Rambla de Valdemierla) o formados por cantos con muy poca arena, en particular todos aquellos arroyos de corto recorrido que disectan las terrazas o la Raña de la margen izquierda del río Jarama.

1.8.5. Arenas limo-arcillosas con gravas dispersas (58). Fondos endorreicos o semiendorreicos. Holoceno

Estos sedimentos ocupan los fondos de depresiones establecidas en la Raña o en la terraza de + 190 m del Jarama de Laguna Grande y Laguna Chica. En estas lagunas es adonde debe darse una mayor acumulación de finos por decantación. Los suelos de estos fondos, dado el carácter estacional del encharcamiento, están sujetos a procesos de hidromorfía con la formación y concentración de nodulizaciones de Fe-Mn.

2. TECTONICA

2.1. CICLO HERCINICO

Los trabajos sobre la estructura de los materiales precámbricos y paleozoicos son relativamente escasos y recientes. El más antiguo es el HEIM (1952) que trata de la estructura del borde oeste de la Hoja. Para este autor los pliegues son de dirección N-S y vergencia oeste. También describe la orientación de la esquistosidad y de las lineaciones y de la fábrica basándose en el estudio de los granos de cuarzo. Posteriormente están los trabajos de BARD *et al.*, (1976), FERNANDEZ CASALS (1976, 1979), CAPOTE *et al.*, (1977) y GONZALEZ LODEIRO (1980). En el primero de los trabajos citados se establece una sucesión de las fases de formación hercínicas. La primera de ellas es sinmetamórfica y da lugar a pliegues isoclinales muy aplastados de amplitud hectométrica, aparentemente tumbados hacia el este y con esquistosidad de flujo (S_1) de plano axial. La segunda fase igualmente sinmetamórfica y de dirección submeridiana, corresponde para estos autores, a un apretamiento intenso que da lugar a las megaestructuras, de vergencia oeste, más evidentes y su estilo está muy influenciado por la intensidad del metamorfismo. Así mientras que en la epizona son pliegues relativamente abiertos con una esquistosidad de flujo incipiente subvertical y difícil de distinguir de la S_1 , en la mesozona son pliegues muy apretados, con una S_2 , que repliega a S_1 , de tipo crenulación observándose ya una intensa recristalización en los planos de S_2 que separan los microlitones.

FERNANDEZ CASALS (1979) propone un modelo muy similar al de los autores anteriores para la primera fase y segunda, precisando para esta última que tiene un intensidad variable, concentrándose sus mayores valores en las zonas de cizalla. Esta autora añade una tercera fase de la formación post-metamórfica de dirección N-S y vergencia oeste que produce un apretamiento de las estructuras anteriores y algunas fases tardías de plegamiento (micropliegues de dirección E-O) y fracturación (sistemas de fallas ONO-ESE, NNE-SSO y NE-SO).

En el trabajo de CAPOTE *et al.*, (1977) se propone un modelo de formación semejante al anterior y se describe por primera vez la falla de Berzosa-Riaza, la cual se cartografía y se sitúa temporalmente entre la primera y segunda fase de deformación.

En el trabajo de GONZALEZ-LODEIRO (1980) se propone como en los modelos anteriores una primera fase que da lugar a pliegues vergentes hacia el este, cuya morfología varía en función de la intensidad del metamorfismo que existía cuando se produjeron y de su situación con respecto a la deformación por cizallamiento dúctil heterógeno, que aunque puede considerarse una segunda fase de deformación desde el punto de vista de la superposición de estructuras, es sin embargo desde el punto de vista mecánico la continuación de la primera fase de deformación. Para este autor existe también una tercera fase de deformación cuya superficie axial buza ligeramente hacia el este y da lugar a grandes flexiones que producen fenómenos de retrovergenza y a la que se asocia una esquistosidad de crenulación espaciada, cuya intensidad depende de la orientación de las anisotropías anteriores.

De todo lo anterior se deduce que para la mayor parte de los autores existen dos primeras fases de deformación sinmetamórficas de dirección N-S, la primera de las cuales es vergente hacia el este y la segunda también hacia el este, aunque para algunos autores (FERNANDEZ CASALS, 1979) es hacia el oeste, otra tercera claramente postmetamórfica y retrovergente

y por último las fases tardías de fracturación. De acuerdo con este esquema describiremos las estructuras debidas a cada una de las fases.

2.1.1. Primera fase de deformación

Dentro de la Hoja las *estructuras de primer orden* debidas a esta fase son de oeste a este: el sinclinal de la Peña de la Cabra, anticlinal de la Puebla (FERNANDEZ CASALS 1976) las cuales forman parte del anticlinorio de El Cardoso-Riaza (GONZALEZ LODEIRO 1980) y sinclinal de Campillo (SCHAFER 1969) o sinclinal de Majaelrayo (GONZALEZ-LODEIRO 1980).

Las características comunes de estas estructuras dentro de la Hoja, es el tener una dirección aproximadamente N-S, superficie axial subvertical o fuertemente buzando al este y líneas de charnela con inclinaciones hacia el sur.

El régimen de plegamiento es de ondas no periódicas asimétricas con una semilongitud de onda del orden de 3 a 9 km y amplitudes que oscilan entre 2 y 7 km tomando como nivel de referencia la formación Alto Rey. Los valores de la semilongitud de onda de los *pliegues de segundo orden* varían según el nivel de referencia que se considere. Así mientras que en las formaciones muy heterogéneas (formación Constante) o con niveles competentes importantes (formación Alto Rey) las relaciones semilongitud de onda/amplitud es próximo a 1 o incluso menor, en las formaciones homogéneas esta relación es mucho mayor que 1.

La forma de las capas plegadas en los niveles competentes corresponde por lo general a pliegues de la clase 1 C siendo próximas a la de la clase 2 en la parte norte, donde el grado de metamorfismo es mayor y más próximas a la clase 1 B en el sur. La forma de las capas incompetentes son por lo general de la clase 3.

las *estructuras menores* más significativas son *pliegues menores*, *lineaciones de intersección* y la *esquistosidad*.

Los pliegues menores tienen una dirección aproximadamente norte-sur así como las *lineaciones de intersección*, aunque presentan una ligera variación en la parte SO de la Hoja donde tienen una orientación próxima a la dirección NNE-SSO. El buzamiento de la superficie axial también aunque próxima a la vertical es más tendida al norte (núcleo del anticlinal de la Puebla) que en el sur.

La forma de las superficies plegadas tiene variaciones importantes, así mientras que en la formación Constante (núcleo del anticlinal de la Puebla) son de las formas D y E y amplitudes 3 y 4, en las formaciones Alto Rey y Rodada son las formas B, C y D y amplitudes de 1 a 3. La forma de las capas plegadas son como en el caso de los pliegues mayores de las clases 1 C y 3 para las capas competentes e incompetentes respectivamente y tienen variaciones similares a las ya indicadas para los pliegues mayores, con la única excepción de los pliegues que se encuentran en la zona donde la deformación por cizallamiento simple heterogéneo de segunda fase ha sido importante, que son muy próximos a la clase 2.

La esquistosidad producida durante esta fase de deformación varía entre una *esquistosidad grosera* y una zona *schistosity* siendo en la mayor parte de la Hoja (miembro medio de la

formación Rodada) un *slaty cleavage*. El tipo *schistosity* se observa fundamentalmente en los materiales situados al oeste de la falla de Berzosa-Riaza y en los situados inmediatamente al este (formación Constante) de la misma. Aunque es difícil observar la morfología de esta esquistosidad dada la intensidad de la segunda fase que en algunos casos llega a dar una *schistosity* en otros puntos donde la segunda fase ha dado solamente una esquistosidad de crenulación, todavía se puede observar que la primera esquistosidad correspondía a una fábrica planar con una orientación preferente de los filosilicatos los cuales tienen un tamaño y grado de recristalización apreciable.

La esquistosidad tipo *slaty cleavage* como ya hemos dicho es la que tiene una mayor representación dentro de la Hoja. En las pizarras de grano muy fino consiste en un *slaty cleavage* bien desarrollado mientras que en los niveles más arenosos es más espaciado llegando a ser una *esquistosidad grosera* y presenta formas anastomosadas.

Las relaciones que se pueden observar al microscopio entre la formación de esta *esquistosidad* y el *metamorfismo* indican que la blastesis mineral se inició sincrónicamente con ella. En los materiales menos metamórficos (miembro superior de la formación Rodada) se reconocen elementos detríticos como clorita, mica blanca y granos de cuarzo que tan solo muestran un borde de crecimiento muy pequeño.

Las micas y cloritas se concentran frecuentemente en niveles paralelos a la estratificación y son de tamaño mucho mayor que las de neoformación. En los materiales muy pobres en cuarzo, las micas detríticas se orientan paralelamente a la S_1 , que las rodea, dando figuras de *flattening* con sombras de presión, en ocasiones, en donde han recristalizado cuarzo y micas. En los materiales más ricos en cuarzo el grado de orientación es menor e incluso puede no haber orientación disponiéndose en este caso los filosilicatos subparalelos a la estratificación.

En estos materiales muy poco metamórficos los minerales sincinématicos con S_1 son, cuarzo, mica blanca, clorita y óxidos de hierro.

En los materiales situados en el *grado bajo de metamorfismo* (formación Constante, Alto Rey y miembros inferior y parte del medio de la formación Rodada) los minerales contemporáneos con el desarrollo de S_1 son, además de los señalados para el grado muy bajo, biotita, granate y albita. La biotita se observa crecida en las láminas de S_1 y el granate suele presentar estructuras en *bola de nieve*. En estos materiales los minerales claramente precinématicos son minerales opacos que pueden ser origen sedimentario, diagenético o corresponder a los primeros estadios del metamorfismo, pero que en cualquier caso son anteriores al desarrollo de S_1 ya que dan lugar a la formación de zonas abrigadas.

Los minerales más destacables post- S_1 que se han encontrado en este grado de metamorfismo son cloritoide y granate. El cloritoide aparece crecido oblicuamente sobre S_1 y en algunas ocasiones rotado y aplastado por una fase posterior dando lugar a la formación de zonas abrigadas donde cristaliza cuarzo. Los granates crecen también sobre S_1 y a veces se observan pequeñas zonas abrigadas debidas probablemente al aplastamiento posterior.

En los materiales afectados por el *grado medio de metamorfismo* (formación Buitrago) los minerales sincinemáticos con S_1 son principalmente moscovita, biotita, granates con estructura en **bola de nieve** y cuarzo no apareciendo como sincinemáticos los minerales característicos de este grado como la estaurilita que es post-cinemática pero anterior a la S_2 . Otros minerales post- S_1 pero anterior a S_2 son: granate, biotita y distena.

Por último cabe destacar como estructuras asociadas a esta primera fase, *mullions* y *boudines*. Los primeros se encuentran solamente en las formaciones heterogéneas en los contactos de materiales de viscosidad muy diferentes. Los *boudines* se observan tanto en las formaciones homogéneas y heterogéneas. En las primeras se suelen observar en pequeños filones de cuarzo de exudación y en las segundas además de en los filones de cuarzo de exudación en los niveles más competentes y son más abundantes en las proximidades de la zona de cizallamiento dúctil heterogéneo.

2.1.2. Segunda fase de deformación

La única macroestructura debida a esta fase dentro de la Hoja es la falla de Berzosa-Riaza y la deformación por cizallamiento dúctil heterogéneo asociada. Esta estructura descrita por CAPOTE *et al.*, (1977) y GONZALEZ LODEIRO (1980) que se extiende, con una dirección N-S y con buzamientos que varían desde hacia el este hasta la vertical, desde las proximidades de Riaza (prov. de Segovia) hasta el norte de Torrelaguna (prov. de Madrid) aparece en una longitud de unos 6 km en el borde Oeste de la Hoja. Corresponde esta estructura a un cizallamiento mayor producido en condiciones del grado medio de metamorfismo que pone en contacto a materiales con grado de metamorfismo distinto. El buzamiento actual de la falla dentro de la Hoja es subvertical debido a la tercera fase de deformación. Si descontamos el efecto de la tercera fase el buzamiento sería de unos 30° al oeste y el sentido de movimiento hacia el este con una componente de desgarre importante, siendo por tanto el bloque cabalgante el situado al oeste y el cual tiene un mayor grado de metamorfismo.

Las mesoestructuras y microestructuras por la deformación de cizallamiento simple heterogéneo tienen caracteres muy diferentes en el alóctono y en el autóctono. Las que se encuentran en el alóctono (formación Buitrago) se han producido en unas condiciones de metamorfismo de grado medio, mientras que las del autóctono se han generado en el grado bajo de metamorfismo, esto significa que el movimiento final de la falla, que es el que actualmente observamos salvo los retoques y reajustes que se deben a los movimientos hercínicos tardíos y alpinos, se produjo con posterioridad a la generación de muchas de las micro y mesoestructuras.

Los pliegues son por lo general de pequeño tamaño, asimétricos, con el mismo sentido de rotación casi siempre, y con variaciones importantes del ángulo entre flancos en un mismo pliegue. La forma de las capas plegadas pertenece a la clase 1 C pero siempre muy próximos a la clase 2.

La esquistosidad producida durante esta fase se presenta bien como esquistosidad de crenulación o como una **schistosity**, pero siempre mostrando un carácter secundario observable a simple vista o con la lupa. Este carácter secundario de la esquistosidad se puede observar

claramente en los materiales pelíticos situados en la parte externa de los pliegues de material competente en donde por lo general es una esquistosidad de crenulación. En la parte interna de los pliegues, por el contrario se presenta como una *schistosity* que viene marcada bien por láminas compuestas por mica blanca y biotita, cuyos cristales están alargados y con los planos basales subparalelos a la esquistosidad o por cristales de cuarzo, los cuales están normalmente alargados con la longitud mayor subparalela a la esquistosidad.

En los materiales cuarcíticos la *schistosity* se observa a veces con una estructura milonítica en donde apenas quedan restos de la esquistosidad del anterior. Los granos de cuarzo son muy alargados con bordes rectos en el contacto con las bandas de micas y en estructuras *ribbon*.

Las relaciones entre la generación de esta esquistosidad y la blastesis mineral en los materiales alóctonos indican que las condiciones de presión y temperatura son semejantes y se producen cristalizaciones de granate, distena, estaurolita y distena en condiciones estáticas, en los sectores que inicialmente no están afectados por la deformación por cizallamiento dúctil y de estaurolita con posterioridad a esa deformación.

Las lineaciones de estiramiento y minerales vienen marcadas por granos de cuarzo alargados y por crecimientos de cuarzos en zonas abrigadas. La orientación de estas lineaciones es N-150 y su buzamiento de unos 30° a 40° al SE.

Otras estructuras menores ligadas a esta deformación son *boudines*, y *venas de exudación*. De estas últimas las más frecuentes son de cuarzo y su abundancia es mayor en las zonas donde la deformación por cizallamiento simple es más intenso. En estas zonas las venas de exudación de cuarzo tanto de la primera fase como de la segunda aparecen plegadas asimétricamente indicando el sentido de movimiento de la deformación de cizallas y el carácter rotacional de la deformación.

2.1.3. Tercera fase de deformación y fases tardías de fracturación

Dentro de la Hoja no hay ninguna macroestructura importante debida a esta fase. Hay que señalar solamente que la disposición actual de las estructuras se debe en parte a esta fase, que produce un basculamiento de las mismas hacia el oeste.

Las microestructuras debidas a esta fase son pequeños pliegues angulares y una esquistosidad de crenulación poco intensa.

La macroestructura más importante debida a las fases de fracturación es la falla que con dirección N-60° y buzamiento de unos 60° al SE pasa al norte de El Atazar. El juego de esta fractura produce por una parte un arrastre sinistro en el flanco occidental del sinclinal de la Peña de la Cabra y el levantamiento de la terminación perianticlinal de la Puebla de la Sierra.

2.2. TECTONICA PERMO TRIASICA

Según SOPEÑA (1979) las características de los materiales pérmicos indican que se depositaron al pie de relieves importantes, generados a partir de dos direcciones fundamentales de

fracturación (NO-SE y SO-NE) cuya dirección coincide con la de las grandes fallas tardihercínicas de desgarre dextral (NO-SE) y sinistral (NNE-SSO y NE-SO = N 60° E).

La discordancia que separa el Pérmico del Triásico en la Hoja debe representar la suma de las originadas por las fases Saálica y Pfálcica ya que pone en contacto el Autuniense con términos relativamente altos del Buntsandstein.

A partir del Pérmico superior y durante gran parte del Triásico las fallas tardihercínicas comienzan a funcionar en régimen distensivo compartimentándose la cuenca a partir de fallas normales que dan origen a *grabens* complejos. Las fallas normales más importantes llevan dirección NO-SE, controlan la sedimentación del Triásico de manera que las facies existentes en la Hoja son extensivas hacia el SO sobre depósitos más antiguos de la Facies Bunt limitados por la falla de río Alcolea (Hoja 21-17 Atienza) (SOPENA 1979) que debe coincidir con la falla Hespérica de ALVARO *et al.*, (1978) ó falla de Somolinos.

Las fallas de dirección NO-SE controlan la sedimentación del Mesozoico siendo responsables de gran parte de las variaciones de facies durante el Cretácico.

2.3. LOS MOVIMIENTOS NEOKIMMERICOS Y AUSTRICOS

En el área abarcada por el Sistema Ibérico y zona limítrofe con el Sistema Central, adquieren gran importancia y significado los movimientos tectónicos acaecidos a finales del Jurásico y durante el Cretácico inferior. Tienen importantes repercusiones paleogeográficas. Los movimientos austrícos o preutrillas se manifiestan como desplazamientos verticales de grandes bloques a partir de fallas. En nuestra zona la Fm. arenas de Utrillas reposa sobre materiales triásicos (Hoja de Jadraque: 21-19 y mitad oriental de la de Valdepeñas de la Sierra: 20-19) y a partir de Valdesotos hacia el oeste directamente sobre materiales del zócalo hercínico y prehercínico. Para estos tiempos la zona constituye un bloque relativamente elevado, arrasado por la erosión preutrillas que ha sido denominado por CAPOTE *et al.*, (1982) *Bloque elevado del Sistema Central*. Más hacia el este, en el *Bloque Hundido de Barahona-Sigüenza*, la Fm. Utrillas yace sobre materiales rethienses y del lias inferior, a partir de las fallas de Somolinos y Cincovillas. Dentro del primero, las fallas de Valdesotos de dirección NO-SE marcan el límite a partir del cual el Triásico fué desmantelado hacia el oeste. Se trata de un sistema de fallas tardihercínicas que controlaron la sedimentación del Carbonífero-Pérmico y Triásico y fueron reactivadas durante los movimientos austrícos.

2.4. TECTONICA ALPINA

La principal estructuración de los sedimentos mesozoicos y terciarios plegados se debe a las fases alpinas terciarias. Esta estructuración fue realizada bajo régimen compresivo por lo que respecta a las fases fundamentales.

La zona presenta una tectónica de revestimiento, adaptándose a los pliegues de fondo y fracturas del zócalo hercínico, debido a la ausencia de niveles de despegue importantes. Tan solo los niveles de arcillas y evaporitas del Cretácico terminal-Paleoceno-Eoceno dan origen a disarmonías locales y acentúan las deformaciones debidas a las diferentes etapas de fracturación/plegamiento.

De esta manera el zócalo hercínico consolidado responde a los esfuerzos alpinos fracturándose y dando lugar a amplios abombamientos. La naturaleza y vergencias de los pliegues está en función de las características de los accidentes de zócalo, que normalmente son las fallas de las fases tardías de fracturación o fallas tardihercínicas.

Desde el meridiano de Tortuero hacia el oeste el Cretácico y Paleogeno se hunden monoclinamente hacia el sureste con buzamientos entre 30 y 40 grados. CORCHON (1974) detecta en esta zona la existencia de fallas de salto apreciable, con bloque levantado al norte, y que con dirección N 60° E afectan el Cretácico y Paleógeno más inferior y quedan fosilizadas por Terciario y Cuaternario.

Hacia el oeste de dicha localidad, la relación entre los pliegues y las fallas de zócalo se hace muy patente. Los ejes son paralelos o subparalelos a los planos de falla y las vergencias están en función de la posición relativa del bloque hundido y elevado.

Entre las estructuras de mayor interés citamos a las siguientes:

- *Sinclinal de Tortuero*. Limitado al sur por la Falla de Tortuero, de historia compleja y actualmente con plano de falla subvertical, componente de desgarre sinistral y bloque relativamente hundido al norte. El sinclinal preservado es vergente hacia el norte y en las proximidades de la falla se observan importantes arrastres.
- *Sinclinorio de Tamajón*. Orientado en general NE-SO, vergente al sureste. Está flanqueado al noroeste por la falla de Tamajón-Almiruete, antiguo desgarre tardihercínico sinistro con bloque levantado al norte y que en esta zona tiene dirección N 40 E. Se trata también de una falla de historia compleja. En algunos puntos se la observa como inversa.
- *Area anticlinal de Muriel* de orientación NE-SO. Determinada por los extremos meridionales de las fallas de Santotis y Sierra Gorda (GONZALEZ LODEIRO 1980). Ambas son desgarres tardihercínicos sinistros que durante el alpino se reactivan dando *horst* con labios hundidos al noroeste y sureste. La evolución alpina es compleja ya que hay contacto por falla inversa tanto al noroeste como al sureste del núcleo paleozoico, y vergencias en ambas direcciones. La estructuración alpina dió lugar a un pliegue en cofre con ambas charnelas falladas.
- *Sinclinal de Valdesotos*, con orientación NO-SE. Limitado en ambos flancos por fallas de idéntico rumbo, que dan lugar a la fosa tectónica en que se aloja este sinclinal superpuesto a materiales triásicos y cretácicos. Estas fracturas han controlado la sedimentación carbonífero-pérmica en la zona y han sido reactivadas durante las fases alpinas.

Esta tectónica de revestimiento ha dado lugar a estructuras de evolución compleja ya que los accidentes del zócalo han jugado varias veces en virtud de las diferentes etapas de compresión que ha sufrido el sector durante los tiempos alpinos y que el sector limitrofe entre Somosierra y la Cadena Ibérica son, según CAPOTE *et al.*, (1982), de más antigua a más moderna.

- Compresión NO-SE. Intraeocena.
- Compresión NE-SO. Intraoligocena.
- Compresión ENE-OSO. Intramiocena.
- Compresión NO-SE girando desde N-S. Intramiocena.

2.5. NEOTECTONICA

En la Hoja de Valdepeñas de la Sierra no existen rasgos neotectónicos sobresalientes. Tan sólo puede indicarse que los materiales del Mioceno medio (Arcosas blancas del Jarama) se presentan suavemente inclinadas en el borde con el macizo hercínico y están recubiertas en discordancia angular por las arcosas anaranjadas del Mioceno superior-Plioceno.

Localmente se ha detectado la existencia de fallas que llegan a afectar a los depósitos pliocenos, incluida la costra ferruginosa o a las arcosas anaranjadas, que presentan direcciones N-S con labio hundido al oeste y E-O con labio hundido al norte, respectivamente.

En la Hoja situada al este Jadraque (21-19), se detectan estructuras de plegamiento que afectan a depósitos Vallesienses y dan lugar a estructuras subparalelas al límite macizo-cuenca.

Duante el Plioceno final y el Cuaternario, la región ha estado sujeta a un lento ajuste de bloques y a un levantamiento y basculamiento hacia el SSO, que ha condicionado, respectivamente, las direcciones de fluencia hídrica, la construcción de las terrazas y los distintos niveles de la Raña y, asimismo, la disimetría de los valles fluviales.

3. GEOMORFOLOGIA

En la Hoja de Valdepeñas de la Sierra pueden establecerse dos claros dominios morfoestructurales, al norte y al oeste el macizo antiguo, la Sierra, adosado al cual existen, plegados, materiales mesozoicos y paleógenos de cobertera exhumados; al sur y este, la Depresión, constituida por diferentes unidades sedimentarias terciarias postectónicas de piedemonte sujetas a una activa morfogénesis desde el final del Plioceno a la actualidad.

La Sierra, es el macizo antiguo formado por pizarras, cuarcitas, areniscas, etc., sobreelevado casi 1.000 m con respecto a las superficies culminantes pliocenas labradas en la Depresión. Su evolución se ajusta mejor al modelo de SCHWENZNER (1936) que al de BIROT y SOLÉ (1945). SCHWENZNER (o.c.) distingue una serie de Planicies de erosión escalonadas en la Sierra y todas ellas por debajo, de su Planicie de cumbres (Dachflache) que en la Hoja está representada por las cotas de alrededor de los 1811 m de Sierra Gorda. Sucesivas superficies de erosión (la M 3, M 2, y M 1) tallarían la Sierra y la Depresión.

De ellas se ha distinguido, en la Sierra, tan sólo, la M 2 que es una rampa muy bien expuesta en la zona de Valdepeñas de la Sierra. Esta superficie M 2 afecta al Macizo antiguo y a los materiales mesozoicos monocinales de cobertera, arrasando sus crestas. Su edad es preunidad 22, ya que las Arcosas con bloques la fosilizan hoy, parcialmente. Como elementos menores del relieve pueden citarse las barras cuarcíticas de dirección submeridiana y las agudas aristas que separan las largas y rápidas vertientes de los valles, algunos de los cuales presentan gargantas o cañones como expresión más reciente de sus perfiles transversales.

Los materiales mesozoicos de cobertera adosados a la Sierra, dan lugar a una espectacular cuesta estructural rigidamente orientada en dirección NE-SO. Por su inclinación a veces mayor de 30°, podrían tipificarse algunos de sus segmentos como de *hog-backs*. Depresiones periféricas u ortoclinales se desarrollan en el contacto con el macizo y torrenteras cataclinales (consecuentes) inciden energicamente, en esta cuesta de Torrelaguna-Patones-Valdepeñas de la Sierra, agargantando sus valles. En el cuadrante NE de la Hoja, se encuentran también cuestas mesozoicas, en este caso, múltiples con frentes de cuesta que miran al relieve paleozoico de Ruinas-Cerro del Afilador, con vertientes cataclinales de pendiente hacia el oeste y suroeste más suaves que en el caso anterior.

En el dominio de la Depresión se han distinguido una serie de procesos y depósitos anteriores a la construcción de los valles, estos son:

El más antiguo está representado por las superficies divisorias de erosión que hoy sirven de interfluvio de los ríos Jarama y Sorbe. La más antigua (PEREZ-GONZALEZ y GALLARDO, 1987), o superficie de La Mierla, en Valdepeñuelas, y es, posiblemente, una superficie de sustitución del sediplano de colmatación de la Cuenca de Madrid en este sector. Restos de esta superficie se han identificado en el cuerpo de la Sierra (por ejemplo, Cerro de Cabeza Vallejo, 1084 m) y en las culminaciones de Cerro del Afilador (1087 m y 1075 m).

Encajadas en la Superficie de La Mierla, se identifican al menos dos planos de erosión escalonados, construidos también sobre la unidad cartográfica 28 (Facies ocre). El más alto topográficamente y al mismo tiempo el más antiguo está a 1030-1020 m, el inferior o más moderno a 970 m. En sectores centro meridionales de la Hoja hay, asimismo, restos de estas

superficies en Cerro de Mingo Negro (992 m) y Cerro Guadarrama (987 m).

La Raña es el proceso erosivo-deposicional que sigue en el tiempo. La particularidad de este piedemonte es que se estructura en diversas plataformas aluviales escalonadas (PEREZ-GONZALEZ y GALLARDO, *o.c.*). Las plataformas Rs_1 , Rs_2 y Rs_3 de estos autores tienen el origen de sus depósitos de dirección Sorbe; las RJ_1 y RJ_2 de dirección Jarama. Ambos conjuntos de superficies aluviales se distribuyen a uno y otro lado de un eje meridiano formado por el río Torote. El significado de este escalonamiento hay que buscarlo en los distintos niveles de base de las arterias fluviales que irrumpían en la Depresión desde esas dos distintas direcciones y en los movimientos relativos verticales Sierra/Depresión.

Una vez instalada la Raña comienza la construcción de los valles fluviales cuaternarios. Tanto el Jarama como el Sorbe en su historia pleistocena han abandonado un elevado número de niveles fluviales, no menos de 17, que se disponen en escalera preferentemente en una de sus márgenes, dando un carácter asimétrico a sus valles. El Sorbe escalona sus terrazas en la margen derecha y el Jarama, por el contrario, en la margen izquierda. El origen de estas disimetrías ha sido discutido por VAUDOUR (1979), haciendo intervenir la estructura, el clima y la tectónica. En el caso del Jarama hay un evidente control estructural, ya señalado por VAUDOUR (*o.c.*) entre el Pontón de la Oliva y Patones. En otros segmentos del valle o en el Sorbe, los controles deben ser tectónicos por rejuego de los accidentes profundos que desnivelan los bloques (ALIA, 1960), provocando basculamientos, adaptaciones de los sedimentos terciarios suprayacentes y migraciones en superficie de los cursos fluviales en sentidos determinados.

La morfogénesis cuaternaria se manifiesta también por la construcción de formas erosivo-deposicionales de tipo conoide que unas veces se disponen sobre las terrazas bajas de la margen derecha del Jarama y otras quedan colgadas sobre las terrazas medias, como ocurre a uno y otro lado de los arroyos que las disectan en la margen izquierda, duplicando los espesores de las formaciones superficiales en estas zonas. La generación de conos aluviales ha sido repetitiva a lo largo del Pleistoceno, estando los mejor conservados, por ser más recientes, a lo largo de la carretera de Valdepeñas de la Sierra a Torrelaguna.

En cuanto a la actividad morfodinámica actual hay que decir que el territorio de la Hoja está sujeto a una erosión activa a excepción de las relativas estables plataformas de la Raña. Los acaravamientos están muy bien desarrollados a favor de los materiales neógenos, localizándose áreas de auténticas tierras-malas (bad-lands). Otros fenómenos fluviales están ligados con la dinámica actual de los ríos que socaban lateralmente los bancos con desplome al cauce de los mismos. La caída de bloques está restringida a las zonas de escarpes yesíferos y a los frentes de las cuestas mesozoicas de Torrelaguna-Patones-Valdepeñas de la Sierra.

Procesos muy puntuales de sedimentación de finos se dan en la Laguna Grande y Laguna Chica y en las pequeñas depresiones circulares excavadas en la Raña.

VALDEPEÑAS DE LA SIERRA

485
20-19

MAPA GEOMORFOLOGICO

LEYENDA

TOPOGRAFIA E HIDROGRAFIA

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

FORMAS FLUVIALES

- Fondos de valle o vaguada
- Llanuras aluviales
- Conos aluviales
- Terrazas
- Terrazas de La Campiña
- Piedemonte: Niveles de roña
- Meandros y cauces abandonados
- Garganta, cañon

FORMAS POLIGENICAS

- Superficies, rollanas
- Glacis coluviales, de cobertura, desnudos
- Altas superficies divisorias
- Rampa
- Deslizamiento

FORMAS ESTRUCTURALES Y TECTONICAS

- Monocinal (Cuesta)
- Relleño en caliza
- Resalte en cuarcita
- Resalte en pizarra
- Resalte en yesos
- Estratificación horizontal o
- Estratificación inclinada
- Falla

FORMAS ANTROPICAS

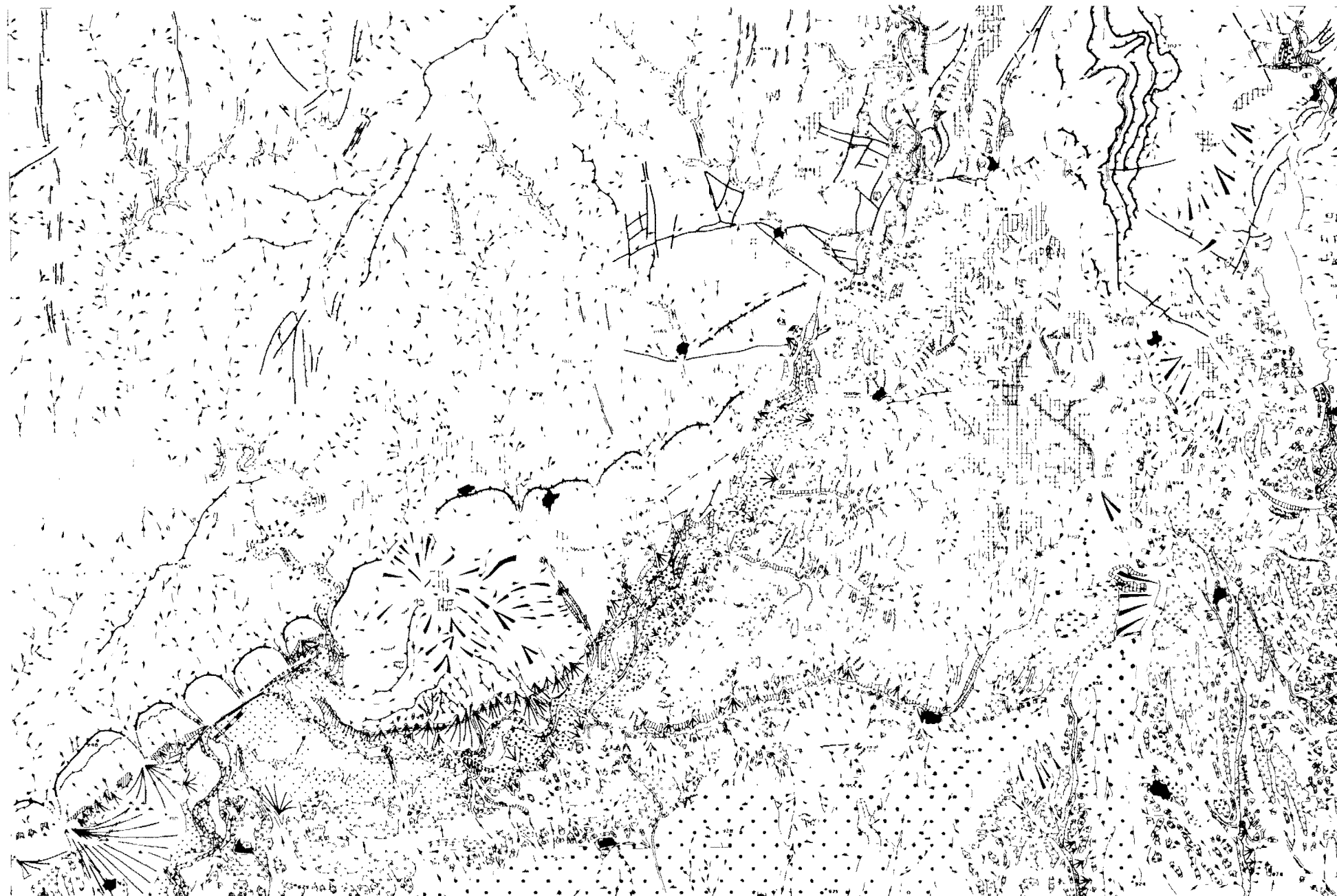
- Núcleo urbano
- Carretera
- Cantera

MORFODINAMICA

- Lecho y talud de canales con flujo permanente o semipermanente Barras de gravas
- Barrancos, arroyos, con o sin cauces defuados
- Carcavos
- Socavamiento lateral
- Lagunas temporales, Novas
- Zona endurecida o semidurecida
- Pantano
- Caída de bloques (escarpes yesíferos y cuesta Torrelaguna)

FORMAS Y SIGNOS GEOMORFOLOGICOS DIVERSOS

- Cresta
- Depósito de pe de talud: canos y coluviales
- Caverna
- 20-100 m
- < 20 m
- Pendiente < 5°
- Pendiente 5°-40°



AUTORES: A. Peres González
y Guillermo Díaz
J. M. Portero García

4. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja son los correspondientes a la formación Buitrago cuya edad como ya señalamos es posible que sea de edad cámbrico o precámbrico. El medio de depósito de esta formación así como su relación con su sustrato son difíciles de establecer dada la intensidad de la deformación y metamorfismo que ha sufrido. Solamente por correlación con otros puntos de la zona Centro-Ibérica (Formación Angón en la región de Hiendelaencina), en donde estas series aparecen con un menor grado de metamorfismo y deformación, se puede suponer que corresponden a un medio de sedimentación de una plataforma sílico-clástica con algún episodio carbonatado. Las relaciones con el sustrato (gneises de la Morcuera) han sido interpretadas de diversas maneras, así mientras que para unos autores puede existir un cambio de facies (FERNANDEZ CASAL 1976), para otros pueden ser las mismas formaciones pero con distinto grado metamórfico (APARICIO *et al.*, 1975) y para otros (GONZALEZ LODEIRO 1980, 1981) pueden ser de discordancia.

Por encima de estas series y después de los movimientos sárdicos (GONZALEZ LODEIRO 1980), se inicia una transgresión con el depósito en una plataforma somera de los materiales ordovícicos que se prolonga hasta el Devónico inferior. Posteriormente al Devónico inferior y probablemente durante el Carbonífero se producen las fases de deformación y metamorfismo principales. La primera y segunda fase de deformación tangencial son sinmetamórficas, y dan lugar a la formación de pliegues de dirección N-S y vergencia este y cabalgamiento con la misma vergencia. Posteriormente se produce una fase de repliegamiento retrovergente y de fracturación transversal o fracturación tardihercínica.

La sedimentación del Pérmico y Triásico se realiza en régimen fundamentalmente continental (quizás transicional para algunos niveles del Pérmico de Retiendas). Existe un claro control de la sedimentación a partir de fallas tardihercínicas reactivadas. Para el Pérmico las fallas de Villares-La Constante y Veguillas Angón, delimitan en conjunto un bloque hundido, complejo y a su vez compartimentado por otras fallas, con sedimentación de materiales de edad pérmica que no debió exceder en mucho los límites de estos accidentes (GONZALEZ LODEIRO 1980). Más hacia el este, la falla de Somolinos delimita un bloque con fuerte subsidencia al norte de la misma. La falla de Cañamares, limita un bloque levantado al este sin sedimentación pérmica. Regionalmente la naturaleza y distribución de las facies llevan a un modelo de sedimentación en cubetas de origen tectónico, limitadas por grandes accidentes como los descritos y a su vez compartimentadas por otras fallas de menor recorrido y salto, que se rellenan rápidamente por los productos de erosión de los relieves así creados (SOPENA 1979).

La discordancia existente entre Pérmico y Triásico es debida a la suma de actuaciones de las fases Saálica y Pfálica. Hubo reactivación de ciertas fracturas en régimen distensivo y relleno de los bloques deprimidos mediante aparatos deposicionales de tipo abánico aluvial y sistemas fluviales. La falla de Somolinos limita un bloque subsidente al norte y una zona elevada al sur que solamente es solapada por la sedimentación expansiva del Triásico medio más superior (Areniscas y limos de Cercadillo). Algunas fallas como las de Veguillas y Alcorlo limitan en su zona occidental bloques elevados sin sedimentación hasta el Triásico superior, lutitas y areniscas de Fraguas, (Fig. 8).

La región estudiada se sitúa en los márgenes del Aulocogeno celtibérico (ALVARO *et al.*,

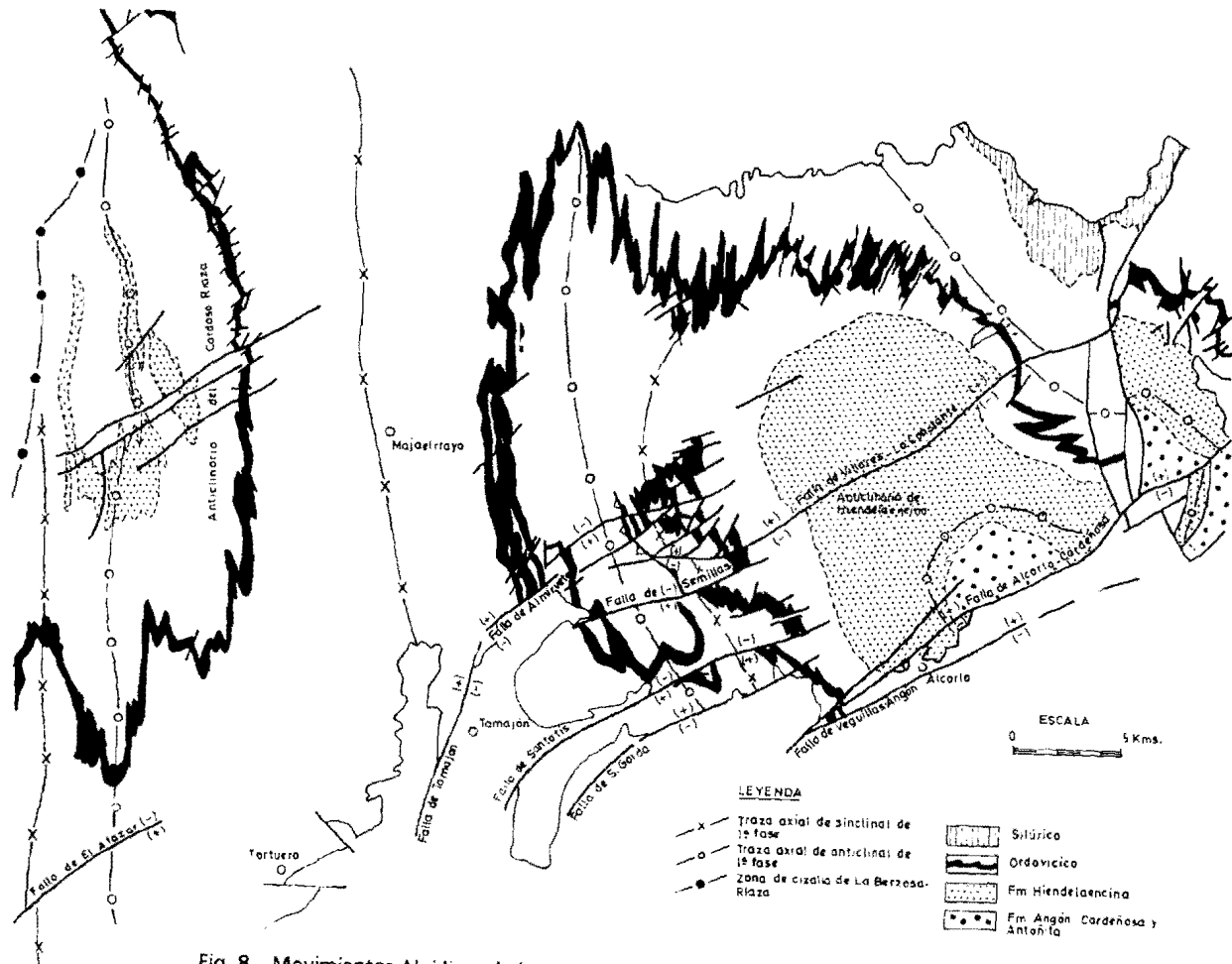


Fig. 8.- Movimientos Alpidicos de las Fallas Tardihercinicas (González Lodeiro 1980).

1978). La etapa *pregraben* corresponde a la actividad pérmica, con sedimentación, vulcanismos y fracturación. La etapa *graben* corresponde a la Facies Buntsandstein. El relleno de los bloques deprimidos unido a la subsidencia iniciada por el estiramiento cortical da lugar a la sedimentación transicional y litoral durante el Triásico superior (llanuras de marea siliciclásticas y llanuras litorales en ambiente hipersalino) y que representan una etapa de *transición* en la que los límites del *graben* pierden importancia debido al estiramiento antes citado haciéndose extensiva la sedimentación (ALVARO *et al.*; *o.c.*).

En el área estudiada y alrededores faltan los sedimentos del Jurásico y Cretácico inferior. La Fm. Utrillas yace indiferentemente sobre permo-triásico o sobre el zócalo hercínico. Sin embargo de la falla de Somolinos hacia el norte, el Jurásico, aunque en parte desmantelado por erosión pre-utrillas, está presente. Esto puede interpretarse como que el Jurásico no se sedimentó al oeste de dicho accidente que representaría el límite de cuenca para estos tiempos. Sin embargo, consideraciones paleogeográficas y la existencia de retazos de los términos inferiores del Lias, bajo Utrillas, al sur del accidente (Embalse de Pálmaces, Cerro del Padrón) indican que los materiales jurásicos (al menos el Lias) se depositaron al sur y oeste de la citada falla siendo desmantelados por erosión pre-utrillas a partir de los movimientos verticales de bloques acaecidos durante las fases neokimméricas (?) y austrica (CAPOTE *et al.*, 1978, 1982, GONZALEZ LODEIRO 1980).

En el Cretácico superior pueden distinguirse claramente dos ciclos sedimentarios. El inferior tiene su desarrollo durante el Cenomaniense-Turonense. Comienza con sedimentación Continental (Fm. Utrillas) en el Cenomaniense. Durante el Cenomaniense superior se instalan al este de Valdesotos-Retiendas llanuras de marea siliciclásticas que no llegan a alcanzar la zona de Valdepeñas de la Sierra-Torrelaguna (Hoja 20-19; Valdepeñas de la Sierra). El máximo transgresivo se alcanza en el Turonense inferior y medio, etapa durante la cual en el sector de Retiendas-Tamajón y hacia el este (Alcorlo) existiría una plataforma abierta de baja energía con salinidad normal mientras que hacia el oeste y suroeste (Patones: Hoja 20-19 Valdepeñas de la Sierra) se daba una llanura de mareas siliciclástica. Inmediatamente después, Turonense superior, se inicia la tendencia regresiva con desarrollo de llanuras de marea siliciclásticas (Patones, Valdepeñas de la Sierra; Hoja 20-19) y ambientes litorales con barras subtidales hacia el este (Tamajón y Alcorlo, Hojas 20-18 y 21-19).

El ciclo superior se inicia en el Coniacense, existiendo entre éste y el anterior señales claras de discontinuidad estratigráfica: Lumaquelas de *Inoceramus*, en Alcorlo (Hoja 21-18), costras ferruginosas en Tamajón (Hoja 20-19) y niveles de alteración pedogenética en Patones (Hoja 20-19). En el Coniacense inferior aparecen facies fluvio-palustres y transicionales en el sector de Patones-Valdepeñas de la Sierra, mientras que hacia el oeste: Tamajón-Alcorlo se desarrollan llanuras de marea carbonatadas. El máximo transgresivo de este ciclo se alcanza en el Santoniense superior, situándose la zona en el contexto de una amplia plataforma somera carbonatada de tipo rampa en la que se daban grandes barras o bajíos y zonas protegidas (*lagoon*). De forma bastante rápida aparecen los primeros indicios de tendencia regresiva desarrollándose amplias llanuras de marea carbonatada en toda la región. Este segundo ciclo cretácico culmina con depósitos mareales y supramareales muy restringidos (*sebkhas* ?), que en esta zona han sido desmantelados en parte por erosión finicretácica o paleógena.

ALONSO y MAS (1982) indican la importancia que tienen los accidentes paleotectónicos NO-SE y NNE-SSO durante la sedimentación del Cretácico, siendo esta última la más importante por lo que respecta a la distribución paleogeográfica. Durante el ciclo inferior se reflejan claramente ambas direcciones mientras que en el superior tiene una mayor influencia la dirección NO-SE. Parte de estos accidentes son fallas tardihercínicas reactivadas, que ya habían controlado la sedimentación permo-triásica y actuado durante la fase Aústrica. Tal es el caso del accidente existente en la zona de Valdesotos, de orientación NO-SE con bloque relativamente elevado al oeste. Durante el ciclo inferior se sitúan llanuras de marea silicásticas hacia el oeste y sedimentos de plataforma abierta y llanura de mareas hacia el este. Durante el ciclo superior condiciona los cinturones de facies.

Los primeros movimientos alpinos provocan el inicio de la retirada definitiva del mar. Este ciclo sedimentario se inicia a partir de una importante paleokarstificación subaérea a la que siguen condiciones supramareales con influencia de agua dulce, que produce las brechas de colapso del Pontón de la Oliva-San Andrés del Congosto, a finales del Cretácico superior. La actuación de dichas fases dá lugar a la creación de umbrales anticlinales que separa 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, lo que implica la existencia de áreas relativamente elevadas en el sector de Somosierra, en las que el Cretácico fue erosionado en su mayor parte (PORTERO *et al.*, 1983). La abundancia de yesos que incluso se presenta en forma detrítica en los abanicos, implica una sobresaturación del medio en sales probablemente debida a la erosión de Triásico superior e incluso de Cretácico terminal evaporítico hoy en día totalmente desmantelado.

Durante el Eoceno superior y en relación con una fase tectónico-compresiva, relacionables con la fase Pirenaica se inicia el levantamiento relativo macizo / cuenca a partir de fallas que tienen una dirección dominante N 60 E, con ligero plegamiento e importante arrasamiento, de la unidad evaporítica, que da lugar a una discordancia cartográfica. Para estos tiempos comienza a configurarse el sistema central, de forma algo parecida a la actual (PORTERO y OLIVE, 1983, PORTERO y AZNAR, 1984). El relieve que se va creando es erosionado rellenándose la cuenca, fuertemente subsidente, mediante sistemas deposicionales de abanicos aluviales, playas carbonatadas dando lugar a 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 arduifica progresivamente a partir del Oligoceno inferior (ARRIBAS *et al.*, 1983).

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

Desde el Oligoceno superior hasta el Mioceno inferior continúa el depósito de series continentales a partir de sistemas abanicos/playas con menor espesor que en la etapa anterior. Los procesos erosivos intramiocenos hacen que las unidades correspondientes a estos tiempos se 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 N 60 E se reactivan como fallas normales a las que se adaptan 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, en sentido lateral y distal existen procesos pedogenéticos interlóbulos e intercanales y se pasa a facies evaporíticas sedimentadas en lagos estables o en ambientes de lago-playa, precedidos por sedimentos arcillosos de la Unidad Alcalá inferior.

Un momento de reactivación tectónica intraaragoniense (anterior a la zona MN 6 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 magasecuencia 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 de noroeste. Las arcosas blanquecinas del Jarama (Hojas 20-20: Marchamalo, 20-21: Algete y 20-22 Alcalá) proceden del MNO (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 gneísicas de Hiendelaencina y Algón (Hojas 21-19: Jadraque, 20-20: Brighuega; 20-21: Guadalajara; 20-21: Algete; y 20-22: Alcalá de Henares). En las Hojas de Brighuega 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 carbónatados 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 Brighuega; 21-21: Guadalajara; 20-21: Algete y 20-22: Alcalá) es expansiva hacia los bordes N y

NE de la cuenca debido a que dichos bordes miden su importancia relativa debido a la degradación del relieve y a un cierto cambio climático hacia condiciones más áridas. El ciclo termina en la región con un depósito generalizado de calizas dolomíticas con sílex que coronan la **Facies Blanca**, sedimentadas en un ambiente palustre-lacustre de tipo mixto evaporítico-carbonatado. Este nivel carbonático da lugar a los **Páramos** o altiplanicies existentes en la Hoja de Jadraque (21-19) y a gran parte de ellos en las Hojas de Brighuega (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 palustres lacustres de agua dulce de la Caliza de los Páramos (s.s.). Estas unidades solo aparecen en parte de las Hojas de Brighuega 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 plegados al pie del macizo paleozoico-meozoico según directrices ENE-OSO y E-O en el área de Cendejas de la Torre-Matillas y Arbancón (Hojas 21-19 y 22-19, Jadraque y Ledanca). Todo ello nos habla de una fase de deformación, posterior a la edad del yacimiento de Arbancón (Hoja de Jadraque) que representa al Vallesiense terminal. La edad ventiense (Turoliense 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 comatada por depósitos de edad Villafranquiense en algunos sectores (Series rojas de la Mesa de Ocaña).

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

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

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

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

La actividad neotectónica cuaternaria, con desplazamientos verticales de grandes bloques, se patentiza por el elevado número de terrazas que presentan los ríos Henares, Jarama y Sorbe. De esta manera la evolución cuaternaria sigue un modelo de 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 actualidad no existe ninguna actividad minera en el territorio de la Hoja.

Las manchas permo-carboníferas de las que se tienen referencias, desde mediados del siglo pasado forjaron, en distintas ocasiones, ilusiones sobre su aprovechamiento industrial, debido principalmente a la importancia que podría tener una explotación de carbón situada a unos 70 km de Madrid.

En el año 1865 se hicieron diversas labores y sondeos, descritas en la obra de PEREZ COSSIO (1920) que demostraron sin género de dudas, el valor nulo de los yacimientos desde el punto de vista industrial.

Cabe, sin embargo, plantear la cuestión en otros términos, tales como si los afloramientos vistos del Permo-carbonífero pueden considerarse como indicios de una posible Cuenca oculta con diferente desarrollo.

A este respecto, observamos que los diminutos afloramientos de la margen derecha del arroyo del Pueblo, aparecen concordantes con el Cretácico y la razón de su afloramiento se debe a un pliegue falla. Al otro lado de esta falla, e inmediato de ella, aparece el Cretácico tranquilo y casi horizontal, debiendo encontrar debajo de él, de un modo análogo y a una profundidad asequible, el Carbonífero-Pérmico.

Podría aconsejarse para aclarar este problema una investigación geofísica para obtener unos perfiles de la base del sustrato hercínico y a la vista de ellos realizar unos sondeos de reconocimiento.

Existen numerosas canteras, todas ellas de carácter circunstancial, para las necesidades locales y obras públicas y últimamente han sido trabajadas intensamente para las obras de conducciones de las aguas del Jarama, desde el pantano del Vado a Torrelaguna.

En actividad o paradas se han explotado canteras en casi todas las eras geológicas. En el Ordovícico, de cuarzo en un afloramiento masivo entre pizarras al SO de Atazar y próximo al km 9 de la carretera de Cervera al Atazar y de pizarras para recebo de pistas. Las más trabajadas son las de caliza, en el Turoniense, arenas del Cretácico inferior, yesos del Oligoceno y arenas y gravas del Terciario y aluvial.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico los materiales hercínicos solo pueden proporcionar pequeños caudales en función de su fracturación o alteración local. Las pizarras ordovícicas suelen ser bastante piritosas lo que podría explicar el olor a sulfídrico que despiden algunas de las aguas captadas en la Fm. Utrillas (CORCHON, 1976). En general constituyen el zócalo impermeable sobre el que se apoyan las demás unidades hidrogeológicas.

En los materiales permo-triásicos pueden distinguirse algunas formaciones que pueden

constituir pequeños acuíferos como son las brechas sueltas pérmicas y los niveles de areniscas gruesas y conglomerados del Pérmico y F. Buntsandstein.

La Fm. Arenas de Utrillas tiene un interés hidrogeológico variable y relativo dependiente de su contenido arcilloso, en forma de matriz. Los niveles situados sobre Utrillas se comportan como un acuitardo formado por areniscas, arcillas, margas, limos, calcarenitas. Hacia el este, en los alrededores de Júcar y Alcorlo (Hoja 21-19: Jadraque) pasa a tener mayor contenido en margas y se comporta como una unidad prácticamente impermeable.

Son las dolomías tableadas, calcarenitas y dolomías masivas en gruesos bancos del Coniaciense-Santonense-Campaniense inferior el nivel acuífero más importante de la Hoja con un espesor que puede llegar hasta 150-200 m. Se trata de un acuífero de naturaleza kárstica, libre en los afloramientos y confinado o semiconfinado bajo el Terciario. Otro nivel acuífero más superficial y menos importante son las brechas del Cretácico terminal separadas de las dolomías por un pequeño tramo margoso.

Los yesos del Cretácico terminal-Paleoceno-Eoceno constituyen localmente acuíferos kársticos de poco interés dada la mala calidad química de las aguas.

Los conglomerados, areniscas y arcillas del Eoceno superior Oligoceno se comportan como un acuitardo en el que localmente es posible captar pequeños caudales. Solo los términos inferiores calizas presentes en el extremo noreste de la Hoja de Jadraque (21-19) en su límite con la de Hiendelaencina (21-18) presentan una buena permeabilidad por fracturación y karstificación y deben constituir pequeños acuíferos individualizados entre niveles margosos.

En el Neógeno constituyen un acuífero aceptable los niveles lenticulares o tabulares de arenas y gravas intercalados entre niveles con fangos y arenas y exclusivamente fangosos que funcionan como acuitardos. A escala regional el Neógeno debe considerarse como un acuífero complejo heterogéneo y anisótropo debido a las diferentes litologías que lo componen.

El acuífero contenido en las calizas y brechas neógenas 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 origina por los manantiales que bordean las mesas calizas y a través de los coluviones que tapizan las laderas.

La Raña tiene un escaso interés hidrogeológico pues se encuentran colgadas y desconectadas de los niveles de base. La acumulación de arcillas en los horizontes texturales hace que funcionen como acuitardos y en ocasiones presenten un nivel inferior impermeable. Pueden dar lugar a pequeños acuíferos en las gravas limitados a muro por dichos horizontes texturales.

Un caso parecido es el de las terrazas altas que tienen una base impermeable de génesis semejante tanto menos importante cuanto más modernas. Las terrazas recientes y aluviales

así como algunas terrazas medias y altas constituyen acuíferos de interés. Presentan permeabilidad primaria por porosidad intergranular. Pueden tener gran importancia sobre todo cuando están hídricamente conectadas con los ríos.

6. BIBLIOGRAFIA

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

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

- CALDERON, S. (1874).- Reseña geológica de la provincia de Guadalajara. *Rev. Univ. Madrid*.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1968).- Existencia de una red fluvial intramiocena en la Depresión del Tajo. *Est. Geol.* Vol. 24. pp. 91-95.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1971).- Hoja y memoria de las Hojas nº 536. Guadalajara, escala 1:50.000. 1ª Serie. IGME.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1975).- Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* T. 86. pp. 581-596.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1978).- La tectónica Postmiocena del Sector Central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. y Min.* T. II. pp. 114-112.
- CAPOTE, R., FERNANDEZ CASALS, M.J., GOZALEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS, M. (1977).- El límite entre las zonas Astur Occidental Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central. *Bol. Geol. y Min.* T. 88. pp. 517-520.
- CARRILLO, L y ARCITE, 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. (1953).- 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 nº486: 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.* 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.
- EESPEJO, 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.
- FREYTET, P. (1973).- Petrography and paleoenvironments of continental carbonates with particular reference to the Upper Cretaceous and lowe Eocene of Languedoc. *Sedimentary Geology* n°10. pp. 25-60.
- FUSTER, J.M., FEBRERL, 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 piedemonte 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 tectosedimentarios: 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 y su correlación. *Cuad. de Lab. Xeolóxico de Laxe.* n°2. pp. 125-134.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981).- La estructura del anticlinorio del **Olló de Sapo** en la región de Hiendelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica* n°7, pp. 535-547.

- GONZALEZ LODEIRO, F. (1983).- La estructura del Antiforme del Olló 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). *Atlas 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, W. 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-geológico de la provincia de Guadalajara. *Publ. Inst. Geol. y Min. de España*. pp. 1-57.
- JULIVERT, M., FONTOBOTE, J.M., RIBERO, A. y CONDE, L. (1972).- Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:100.000. *IGME*.
- JULIVERT, M y FONTOBOTE, 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, glacies encajados y terrazas al NE de Madrid (Estudio Geomorfológico). *Estudio Geológicos*, vol. 34, pp. 45-51.
- LOPEZ VERA, F. y PEDRAZA, J. (1976).- Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid. *Estudios Geológicos*, vol. 32, pp. 499-508.
- LOTZE, F. (1929).- Stratigraphie and tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (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.* n°6. pp. 1. 1-12.
- MALLADA, L. (1985).- Explicación del Mapa Geológico de España hipogénicas y sistemas Estratocristalino. *Mem. Com. Map. Geol. de España* 558 pp.
- MALLADA, L. (1896).- Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Cambriano y Sluriano. *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. (1984).- 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. 590-522.
- MARTIN ESCORZA, C. (1979).- Fallas y estructuras 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.
- MIAL, A.D. (1978).- Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: A.D. Mial (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 ante silurienne du NW de l'Espagne. *Not. Com. IGME*. n°76. pp. 119-154.
- PEDRAZA, J. (1976).- Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español). La depresión de Aldea del Fresno-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 los criaderos de Tamajón, Retiendas y Valdesotos (Guadalajara). *Bol. Of. Min. y Metal*. Madrid. n°44. pp. 1-39.
- PEREZ ESTAUN, A. (1978).- Estratigrafía y estructura de la Rama S. de la zona Asturoccidental Leonesa. *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*. n°92. pp. 149.
- PEREZ-GONZALEZ, A. (1969).- Un cambio en la geografía de los alrededores de Madrid. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol)*, 67, pp. 369-372.
- PEREZ-GONZALEZ, A. (1971).- Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar). *Estudios Geológicos*, vol. 37, pp. 317-324.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979).- El límite Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. *Trab. Neog. Cuatern*. 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 del 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. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 2ª serie. nº10. pp. 168-176.
- PRADO, C. de (1860).- Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. *Junta General de Estadística*. pp. 219.
- RIBA, O. (1957).- Terraces du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. *INQUA. V. Congress. Intern. Madrid-Barcelona*. Livret guide de l'Excursion C 2, 5-55.
- RIBA, O., AREVALO, 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.* nº26. pp. 423-430.
- SANTONJA, M. y QUEROL, M.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, M. Y PEREZ-GONZALEZ, A. (1980).- Ocupaciones ache-lenses en el valle del Jarama (Arganda, Madrid). *Arqueología y Paleoecología*, vol. 1, pp. 8-352. Dip. Prov. de Madrid.
- SCHAFER, G. (1969).- Geologie und Petrographie imostlichen kastilischen Hamptscheidetirge (Sierra del Guadarrama. Spanien). *Münster Forsch. Geol. Palaont.* nº10. pp. 207.
- SCHRODER, E. (1930).- Die Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen ketten (Zentral Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gottingen Math. Phys. K.* N°16,3. Berlin 1930.
- SCHWENZNER, J.E. (1936).- Zur Morphologie das Zentralspanischen Hochlandes. *Geogr. Abhandl.* 3, vol. 10, 128 pp. Stuttgart. (Trad. Vidal Box, 1943. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 41, pp. 121-148).
- SILVA, P., GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988).- Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 44, pp. 415-427.
- SOERS, E. (1972).- Stratigraphie et Geologie Structural de la partie orientale de la sierra de Guadarrama (Espagne centrale). *Studia Geologica* nº4. 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 de Tamajón, Retiendas, Valde-sotos y Tortuero (Borde S. del Sistema Central. *Tecniterrae* nº1. pp. 8-16.
- SOPEÑA, A., FEYS, R., RAMOS, A. y VIRGILI, C. (1977).- "Estheriatenella" en el Pérmico de Pálmaces de Jadraque. *Cuad. Geol. Ibérica* nº4. pp. 11-34.
- SOPEÑA, A., HERNANDO, S., RAMOS, A. y VIRGILI, C. (1977).- Pérmico continental en España. *Cuad. Geol. Ibérica* nº4. pp. 11-34.
- SOPEÑA, A. (1979).- Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía (Serie Monografías)*, nº5. 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*. nº6. pp. 73-95.
- VERNEUIL, M. Y LORIERE, M. (1854).- Aperçu d'un voyage géologique et tableau des altitu-des prises en Espagne pendant l'été de 1853. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2ª serie. nº11. 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*. nº8. 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*. nº15. pp. 109-112.
- VAUDOUR, J. (1979).- *La région de Madrid*, pp. 5-390. Ed. Ophrys.

