



IGME

514

24-20

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TARAVILLA

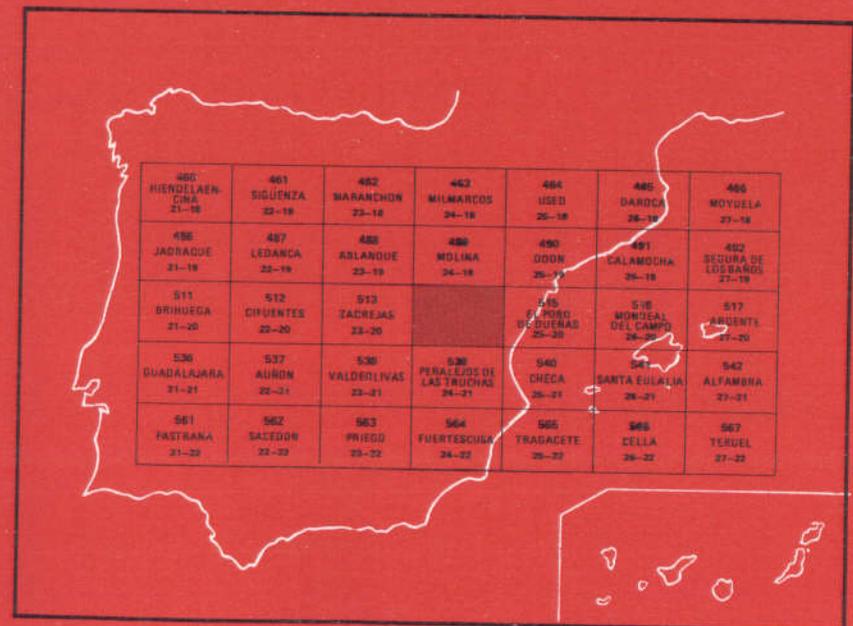
Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3

I.S.S.N.: 0373-2096

 SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

506



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

TARAVILLA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S.A.) en el año 1979, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido como autores:

- Geología de Campo, Síntesis y Memoria:* Lendínez González, A.; Tena-Dávila Ruiz, M.; Bascones Alvira, L. (Paleozoico); Martín Herrero, D. (Paleozoico); La Moneda González, E. (Hidrogeología).
- Colaboración:* González Lodeiro, F. (Paleozoico); Comas Rengifo, M.J.; Goy Goy, A.; Yébenes, A. (Jurásico); Gutiérrez, G. (Cretácico); Díaz Molina, M. (Terciario y Cuaternario); Capote, R. (Tectónica).
- Macrofauna Mesozoico:* Comas Rengifo, M.J.; Goy Goy, A.
- Macrofauna Paleozoico:* Gutiérrez, J.C.
- Sedimentología y Micropaleontología:* Granados, L. (Mesozoico y Terciario).
- Petrografía de Rocas Igneas y Metamórficas:* Aldaya, F.
- Microflora, Cretácico y Terciario:* Gutiérrez, G.
- Palinología Triásico:* Fonolla, F.
- Supervisión I.G.M.E.:* Gabaldón López, V.; Ruiz Reig, P.
- Asesor I.G.M.E.:* Villena Morales, J.

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España (I.G.M.E.) existe para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrológicos y paleontológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas.
- Album fotográfico.

Servicio de Publicaciones – Doctor Fleming, 7 – Madrid-16

Depósito Legal: M - 35386-1981

Imprime ADOSA – Príncipe de Vergara 210 – Madrid-2

1 INTRODUCCION

La región comprendida en el marco de la Hoja de Taravilla (24-20) pertenece en su totalidad a la provincia de Guadalajara, está atravesada por el río Tajo con dirección SE-NO, y este es el accidente geográfico más importante. Geológicamente se encuadra en la mitad septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Para la elaboración de esta Hoja se ha contado con la base cartográfica a escala 1:200.000, Hoja núm. 39 (Sigüenza) publicada por el I.G.M.E. Asimismo se ha contado con los datos aportados por GREILING, L. (1960); CARLS y GANDL (1969) y VILLENA (1971), que trata del sector comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo. De la misma manera se ha tenido en cuenta, por su interés litoestratigráfico, el trabajo de MELENDEZ HEVIA, F. (1971) (Tesis Doctoral) que versa sobre el "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca" y del que se ha tomado especialmente en consideración las distintas unidades litoestratigráficas del Cretácico que el autor define en su trabajo. Se ha de destacar como antecedente bibliográfico el trabajo de GOY, A. et al. (1976) sobre el "Jurásico de la Cordillera Ibérica (mitad Norte)" en el que se identifican y definen un conjunto de

unidades litoestratigráficas que han sido de gran utilidad a la hora de realizar la cartografía de la Hoja.

En la Hoja de Taravilla (24-20) afloran materiales Paleozoicos, Mesozoicos, Terciarios y Cuaternarios.

El Paleozoico está representado en una estrecha franja que recorre la mitad del cuadrante noroccidental en dirección NO-SE, entre las localidades de Ventosa y Tierzo. Los materiales triásicos se encuentran representados dentro de la Hoja en su totalidad en facies germánicas y apoyados discordantemente sobre el Paleozoico. De los materiales jurásicos sólo afloran dentro de la Hoja los correspondientes al Lías y Dogger y corresponden a depósitos margo-calizos. El Cretácico está representado en su base por materiales detríticos que descansan discordantemente sobre el Jurásico, y sobre los que se depositan una serie de materiales calco-dolomíticos muy potentes. El Terciario está formado por depósitos Paleógenos y Neógenos, ambos de origen continental y discordantes sobre las formaciones mesozoicas. La naturaleza de estos depósitos es fundamentalmente detrítica, excepto los términos superiores del Neógeno que corresponden a depósitos carbonatados. Y por encima existen depósitos con gravas de naturaleza cuarcítica que se asemejan a depósitos de "Raña". Por último el Cuaternario escasamente representado dentro de la Hoja, aparece como depósitos de glacis, y terrazas así como sedimentos de origen aluvial.

La estructura de la Hoja está caracterizada por una serie de intersecciones direccionales de las cuales las más importantes son las que corresponden a direcciones NO-SE y SO-NE. Morfológicamente la zona presenta un relieve mixto de valles encajados y mesas con altitudes que oscilan entre 880 m en el borde occidental y 1.420 m en el borde oriental.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 SILURICO

Los diferentes materiales que corresponden a este sistema, se encuentran aflorando en la zona NE de la Hoja siguiendo una estrecha banda de dirección NO-SE que constituye la terminación, por la parte sur, de la serie descrita por VILLENA, J. (1971-1976) para la Unidad Aragoncillo-Torremocha.

En la cartografía, se han separado dos unidades que corresponden a

pizarras negras ampelíticas y alternancia de pizarras y areniscas, y que se describen seguidamente.

2.1.1 Pizarras negras ampelíticas con algunas intercalaciones de cuarcitas

(S^{A-B})
1-2

Consiste en una serie formada por pizarras ampelíticas negras estratificadas en finos niveles centimétricos, que intercalan hacia el techo niveles cuarcíticos de 5-10 cm de potencia.

Del estudio mineralógico de las cuarcitas se desprende que contienen cuarzo, clorita y óxido de Fe, como minerales principales, y sericita, moscovita, turmalina, circón y esfena, como accesorios, siendo la textura de tipo esquistoso.

La potencia total se estima en 100-150 m por comparación con la serie existente en la Sierra de Torremocha, al norte de esta Hoja.

No se ha encontrado fauna en los afloramientos de esta unidad dentro de la Hoja. No obstante, para la zona de Torremocha (Molina de Aragón núm. 34-19) GREILING, L (1960) menciona la siguiente fauna de Graptolites: *Gothograptus macilentus* (TORNQU.); *Gothograptus nassa* (HOLM); *Gothograptus spinosus* (WOOD); *Monograptus* (*Pristogractus*) *dubius dubius* (SUESS); *Monograptus* (*Pristogractus*) *bohernicus* (BARR); *Monograptus* (*Pristogractus*) *nilsson* (LAPW); *Monograptus* (*Colonograptus*) *roemeri* (BARR); *Monograptus* (*Saetograptus*) *fritschi fritschi* PERNER; *Monograptus* (*Saetograptus*) *fritschi linearis* BOUC y *Monograptus* cf. *urcinatus* TULLB. También para la misma zona, VILLENA, J. (1976) cita: *Monograptus fritschi* PERNER; *Monograptus vomerinus* NICM., *Monograptus nudus* LAPW.; *Retiolites* sp. y *Cardiola interruptus* SCOW.

Por nuestra parte, en la realización de la Hoja de El Pobo núm. 25-20 (1979), hemos encontrado fauna de Trilobites y Graptolites, en la base de toda la unidad que permite datarla como Llandoverense medio.

Teniendo en cuenta la fauna mencionada y por correlación con la existente en la Hoja de El Pobo, límite con ésta, asignamos a todo el conjunto una edad Llandoverense medio-Ludlowiense.

2.1.2 Alternancia de pizarras y areniscas con intercalaciones de cuarcitas

(S^{A-B})
1-2

En concordancia con los materiales descritos en el apartado anterior, se encuentra una serie pizarrosa equivalente a la Formación Bádenas definida por CARLS y GANDL (1969) en la región de Noguera, al NE de la zona de estudio.

Consiste en una serie formada por una alternancia de pizarras negras lajadas y areniscas marrones y rojizas en niveles centimétricos que intercalan pasadas de cuarcitas micáceas rojizas de 5-15 cm de potencia.

En los niveles cuarcíticos las estructuras sedimentarias más frecuentes son ripples, granoclasificación y estratificación cruzada.

Los estudios petrográficos han dado para las filitas, una textura esquistosa, y como minerales principales: moscovita, sericita, óxidos de Fe, y clorita y como accesorios cuarzo, rutilo, apatito y circón.

Para las cuarcitas micáceas, la composición mineralógica principal es cuarzo, clorita y óxidos de Fe, y como accesorios biotita, moscovita, turmalina, circón, apatito y esfena. Su textura es esquistosa.

En una muestra tomada al N de Ventosa se ha clasificado la siguiente fauna: *Pristiograptus?* sp.; Monograptidae y Braquiópodos indt., que indican una edad Silúrico.

Teniendo en cuenta las características litoestratigráficas y la fauna existente, consideramos que la edad debe de corresponder al Llandoveryense medio-Ludlowiense. Aunque, en base a la datación de la unidad infrayacente, no sería extraño que este tramo correspondiese exclusivamente al Silúrico superior (Wenlockiense-Ludlowiense).

2.2 PERMICO (P₁₂)

Corresponde esta unidad a unos 80 m de un conjunto eminentemente detrítico fácilmente reconocible por su coloración rojo vinoso y en el que se distinguen, de muro a techo, los siguientes tramos:

Uno inferior de 20 metros de arcillas pizarreñas rojas que engloban cantos cuarcíticos dispersos y subangulosos. Sobre éste, se dispone una brecha polimíctica de color rojo oscuro, bien compactada, con matriz arcillosa y con cantos cuarcíticos, angulosos y con un tamaño que oscila entre 2 y 15 cm de diámetro. De nuevo aparece otro tramo de arcillas rojas vinosas que igualmente engloban cantos de cuarcita sueltos, para culminar la serie con conglomerados cuarcíticos subredondeados y englobados en una matriz arcillosa.

Este conjunto, discordante sobre los materiales Paleozoicos, aflora en una extensión reducida de la Hoja que con dirección N.NO-S.SE delimita el afloramiento Paleozoico occidentalmente.

La edad Pérmica se ha atribuido en base a la posición estratigráfica, a su carácter posthercínico, a sus facies características y a su correlación regional con afloramientos similares que se localizan en la Cordillera Ibérica como

son los de la Hoya de la Gallina y Santa María del Espino (Hoja de Maranchón 23-18).

Así mismo han sido varios los autores que en estudios precedentes sobre esta zona, les han asignado una edad Pérmica, como RIBA, O. (1959) y SACHER (1965) el cual define la Formación Montesorro, en la que engloba los materiales agrupados en esta unidad cartográfica.

2.3 TRIASICO

Los materiales triásicos están ampliamente representados en la Hoja, aflorando en "Facies germánicas", y disponiéndose discordantemente sobre los materiales paleozoicos.

Siguen una dirección general NO—SE coincidente con el contexto direccional de toda la Cordillera Ibérica, y mostrando particularidades tales como cambios en su espesor y facies.

Se han diferenciado las siguientes unidades litoestratigráficas enclavadas dentro de las ya tradicionales facies Buntsandstein, facies Muschelkalk y facies Keuper.

Dentro de las primeras se han distinguido tres unidades de las cuales una de ellas corresponde a la basal, de conglomerados, arcillas rojas (T_{G1}^s), una unidad media de areniscas, arcillas y conglomerados (T_{G1}) y la tercera superior constituida por arcillas vinosas y areniscas (T_{G1}^a). Dentro de las facies Muschelkalk también se han diferenciado tres unidades, la primera de ellas correspondiente al tramo de transición entre las facies Buntsandstein y las facies Muschelkalk y constituida por arcillas versicolores, areniscas y dolomías dableadas (T_{G2}), una segunda unidad constituida por dolomías (T_{G2}^d) y por último, una unidad superior de dolomías, margas y calizas dolomíticas (T_{G2}^m). En lo que se refiere a las últimas unidades, correspondientes a las facies Keuper, sólo se ha diferenciado cartográficamente una única unidad si bien se pueden apreciar varios tramos atendiendo a la litología y coloración. No obstante, la continuidad lateral, así como la potencia y la tectónica dificultan la representación cartográfica de los mismos. El conjunto se ha definido como arcillas, margas y yesos (T_{G3}).

De las facies Keuper se pasa a la zona basal del Liásico mediante un tramo de transición, en secuencia normal, constituido por dolomías y carboniolas que más adelante se describen en su correspondiente apartado.

2.3.1 Conglomerados y arcillas rojas. Facies Buntsandstein (T_{G1})

Apoyados discordantemente sobre los materiales lutíticos del Pérmico se encuentra una serie bastante potente, en la zona norte de la Hoja, (Barranco de la Virgen de la Hoz) constituida fundamentalmente por conglomerados de cantos cuarcíticos, redondeados y subredondeados, englobados en la mayoría de los casos por una matriz arenosa gruesa y a veces arcillosa de color rojizo. Estos materiales intercalan a modo de canales granulométrica más fina (arenas y arenas finas micáceas) que presentan unas claras estructuras sedimentarias del tipo laminación cruzada. La potencia de esta unidad es variable, de más de una centena de metros en el Barranco de la Virgen de la Hoz a casi escasos metros en las proximidades de la localidad de Valhermoso (pista forestal).

En el muro de la formación y en contacto con el yacente aparecen frecuentes superficies de oxidación sobre todo en contacto con las pizarras del Silúrico.

Morfológicamente, esta unidad, presenta fuertes escarpes sobre todo en la zona del Barranco de la Virgen de la Hoz, en donde por efecto de la erosión se pueden llegar a apreciar paredes y escarpes de más de 50 m. En la zona sur de la banda triásica los cortados son menores y el modelado es más suave.

En los cortes realizados no se ha encontrado ningún resto de fauna que ayude a datar este tramo basal. Por ello hay que atender a la edad que para la región atribuye VIRGILI (1977) a los depósitos detríticos en facies Buntsandstein, dispuestos estratigráficamente por encima de este tramo basal. Es por todo esto que considerando que no existe ningún dato para pensar que la sedimentación de esta unidad detrítica, alcance edades más modernas, creemos que la edad atribuible podría ser Triásico inferior.

2.3.2 Areniscas, arcillas rojas y conglomerados. Facies Buntsandstein (T_{G1s})

Este tramo, está constituido fundamentalmente por un conjunto de areniscas silíceas medias a finas, con diferentes grados de compactación, estratificadas en capas métricas, de coloraciones rojas, blancas y violáceas.

Estos niveles de areniscas intercalan casi regularmente niveles más finos de conglomerados cuarcíticos rojos subredondeados y de tamaño pequeño (de 1 a 5 cm), así como niveles de diferentes espesores de capas arcillosas rojas, a veces erosionadas por la capa superior areniscosa. Estas intercalaciones de conglomerados, en la zona basal del paquete areniscoso y de

arcillas rojas en la parte superior del mismo paquete pueden corresponder a ciclos sedimentarios de tipo fluvial, en los que se puede llegar a observar numerosas estructuras sedimentaria, propias de este medio, tales como granoselección positiva en los tramos arenosos y conglomeráticos, laminaciones cruzadas, fundamentalmente de tipo planar, ripples abundantes y visibles en el paso del nivel arenoso al arcilloso, así como cantos blandos en los niveles arenosos. Es característico y frecuente la falta de niveles arcillosos en parte o en su totalidad, observándose frecuentes cicatrices, en la parte superior del estrato, por regla general ferruginizados y que obedecen a la instalación de nuevos canales arenosos.

Petrológicamente la composición de estos materiales oscila entre 48 y 80 por ciento de cuarzo, un 2 a 20 por ciento de feldespato, 1 a 5 por ciento de fragmentos de rocas metamórficas, de 16 a un 27 por ciento de cemento calcáreo, de 3 a 15 por ciento de cemento ferruginoso, y a veces un 6 a 8 por ciento de matriz sericitica. Las fracciones encontradas en las distintas muestras recogidas están comprendidas dentro de los siguientes valores: para el tamaño arena entre un 58 y 80 por ciento, para limo entre 2 y 15 por ciento y para la arcilla del orden del 30 por ciento.

Esta unidad cartográfica, se encuentra situada en el tránsito entre la anteriormente descrita "conglomerados y arcillas rojas (T_{G1})" y la unidad inmediatamente superior arcillas viscosas y areniscas (T_{G1a}). Al corresponder las tres unidades a un mismo ciclo deposicional los contactos entre ellas son transicionales y establecidas en función del predominio de una litología sobre otra.

El espesor de esta unidad es variable y disminuye de NO a SE, encontrándose su máxima potencia en la Hoz del río Gallo, en donde aproximadamente puede llegar a alcanzar los 250 m mientras que el espesor es más reducido en las áreas de Valhermoso y Tierzo.

La morfología del tramo vine impuesta, en toda la zona de afloramiento por una marcada erosión diferencial entre los niveles más resistentes (areniscas) y los más blandos (arcillas) llegándose a observar bancos potentes de areniscas extraplomados.

En esta unidad terrígena no se han encontrado restos fósiles clasificables, aunque existen indicios de restos de plantas, de ahí la dificultad en datar con cierta precisión esta unidad cartográfica. Remitiéndonos, de nuevo, a la edad que VIRGILI (1977) atribuye en la región a los depósitos en facies Buntsandstein se podría atribuir a esta unidad una edad Triásico inferior.

2.3.3 Arcillas vinosas y areniscas. Facies Buntsandstein (T_{G1a})

Esta unidad se encuentra constituida por gruesos paquetes arcillosos de tonalidades rojizas que intercalan niveles más delgados de areniscas silíceas de grano fino y finamente estratificadas, observándose en sus superficies superiores y en contacto con las arcillas, abundantes estructuras sedimentarias, de origen fluvial (Ripple-Marks, load-cast, flute-cast) así como también huellas dejadas por el impacto de gotas de lluvia, También es frecuente observar abundantes cicatrices producidas por canales, dentro de los cuales se puede apreciar granoselección positiva así como laminaciones cruzadas fundamentalmente de tipo planar.

En toda la zona en donde aflora esta unidad se observa un cambio acusado en el espesor siendo más potente la unidad en su borde SE (zona de Valhermoso) que en la zona de la Hoz del río Gallo. La potencia máxima observada en esta unidad oscila entre los 20 m en la Hoz del río Gallo y los 60 a 50 m en la pista de Valhermoso.

La mayor potencia en los niveles arcillosos en los bordes meridionales así como la potencia creciente de la unidad NO a SE, es un hecho que contrasta con la unidad inferior, antes descrita, en la cual este proceso es similar pero inverso.

En lo que se refiere a la composición petrológica de las areniscas se puede llegar a apreciar los siguientes valores. De cuarzo entre un 40 y 48 por ciento, de feldespato entre un 20 y 29 por ciento, de fragmentos de rocas metamórficas entre un 3 y 5 por ciento, de cemento calcáreo entre un 20 y 25 por ciento y de cemento ferruginoso entre un 5 y 7 por ciento. Las fracciones encontradas en las distintas muestras recogidas oscilan entre un 58 a 70 por ciento de arena fina, entre un 5 a 12 de limo y el resto elementos arcillosos.

El muro de esta unidad es transicional como en las unidades anteriormente descritas, y definido por el predominio de una litología sobre las demás. Por lo que se refiere al techo, éste queda definido por la aparición de los primeros niveles dolomíticos y margosos que corresponden al inicio de las facies Muschelkalk.

De la misma forma que en las unidades anteriormente descritas, no ha sido posible su datación mediante registros paleontológicos, al recurrir a la edad que VIRGILI (1977) asigna a las Facies Buntsandstein en la región, se podría pensar en una edad Triásico inferior, y posiblemente Triásico medio.

2.3.4 Arcillas versicolores, areniscas y dolomías tableadas. Facies Muschelkalk (T_{G2})

En contacto transicional con la unidad inferior (T_{G1a}) existe un paquete constituido por alternancias irregulares de arcillas versicolores, en capas gruesas, areniscas calcáreas de grano fino, en capas delgadas y dolomías oquerosas grises también en capas finas y con escasa continuidad lateral. La potencia de esta unidad es también como en el resto de las unidades anteriormente descritas, variable, siendo su mayor desarrollo en la pista de Valhermoso en donde el espesor puede alcanzar los 25 metros.

Petrológicamente es interesante el destacar los primeros indicios notables de sales en forma de sulfatos y dentro de los materiales arcillosos. Por lo que se refiere a la constitución petrológica de las areniscas se ha podido comprobar un similar porcentaje en terrígenos a las areniscas de la unidad inferior. La aparición de dolomías en esta unidad marca el paso transicional entre las facies Buntsandstein y las facies Muschelkalk netamente carbonatadas, con lo que de un medio continental se pasa mediante esta unidad a un medio marino de tipo restringido.

Al igual que en unidades anteriores, no ha sido posible la datación de esta unidad, por no haberse encontrado restos fósiles que den una edad precisa, por lo que atendiendo a las consideraciones que hace sobre el Triásico VIRGILI (1977), para la región, se puede considerar esta unidad Triásico medio.

2.3.5 Dolomías. Facies Muschelkalk (T_{G2d})

Por encima de los materiales en Facies Buntsandstein y en paso transicional a través de la unidad (T_{G2}), descrita en el apartado anterior, se deposita un conjunto de materiales carbonatados, en su mayoría dolomíticos; con lo que se inician las facies Muschelkalk s.s.

Litológicamente, esta unidad cartográfica está constituida por 30 m de dolomías rosas y grises, bien estratificadas en capas y bancos, (siendo estos últimos más frecuentes en el muro) y que intercalan niveles más finos de dolomías sacaroideas, bastante recristalizadas y margas grises también en capas muy finas.

Morfológicamente se puede observar que dicha unidad da relieve positivo en la casi totalidad de su área de afloramiento y destaca fuertemente en el relieve general de la zona.

Por lo que se refiere a las microfacies de esta unidad cartográfica, corresponden a dolomicritas, dolomicritas con pelets e intraclastos y también se

ha podido encontrar lamelibranchios, ostrácodos, y talos de crinoides, así como también *Hemigordius*, *Aulotortus* y Lagénidos. El ambiente deposicional a la vista de las características litológicas y faunísticas hallado es eminentemente costero, siendo de ambiente de plataforma costera los niveles más superiores de la unidad.

En función de la fauna reconocida en lámina, que no es determinativa a la hora de una posible datación, es preciso remitirse a las citas bibliográficas de otros autores, dentro y fuera de la Hoja, como es el caso de VIRGILI (1977), en donde se asigna a las facies Muschelkalk, en toda la región, la edad Triásico medio.

2.3.6 Dolomías, margas y calizas dolomíticas. Facies Muschelkalk (T_{G2}m)

En contacto normal y por encima del farallón dolomítico de la unidad anteriormente citada, existe un grueso paquete constituido por alternancias irregulares de dolomías arcillosas, margas y margocalizas al muro de esta unidad, mientras que el techo presenta una alternancia de margas, margocalizas y dolomías arcillosas. Por lo que se refiere a la primera alternancia se puede observar una estratificación lajosa y nodulosa, con bioturbación en el techo de las capas más calcáreas, y en donde se puede observar pistas de organismos perforantes. El espesor de esta primera alternancia, es del orden de los 18 m. En la segunda alternancia se puede apreciar una buena estratificación en capas delgadas y lajosas y que alternan con capas más duras (dolomías). El espesor de esta alternancia es del orden de 20 m, por lo tanto, la potencia total estimada para toda la unidad es del orden de los 38 m. Se ha de destacar las siguientes características: a) Una mayor abundancia de niveles arcillosos hacia el techo de la unidad, b) Una reducción clara en el espesor de las capas a medida que ascendemos en la serie y c) Una mayor actividad orgánica en los niveles más inferiores de la unidad.

Por lo que se refiere a las microfacies encontradas, éstas, en su mayoría, corresponden a dolomicritas, así como también dolomías intraclásticas con fósiles y en los que se ha podido reconocer *Aulotortus* aff. *sinuosus*, *Fronicularia*, *Hemigordius*, algas, lamelibranchios, ostrácodos, equinodermos, etc., así como también dientes de pez. El ambiente sedimentario en el que se depositan este tipo de microfacies es frecuente en plataformas costeras muy someras, ya que existen organismos y pistas frecuentes en estos ambientes sedimentarios.

Si nos basamos tanto en los datos obtenidos, así como también en los citados por RIBA, O. (1959) en la Sierra de Albarracín en donde en facies similares cita la presencia de *Placunopsis teruelensis*, WURM y *Pseudocor-*

bula (Myophoriopsis) gregaria, MUNST, se podría atribuir una edad de Triásico medio. No obstante tampoco se descarta la posibilidad de que dichas facies tengan edad Triásico superior.

2.3.7 Arcillas, margas y yesos. Facies Keuper (T_{G3})

Esta unidad, cartográficamente diferenciada, es fácilmente identificable en el campo por su coloración y litología, así como por su espesor, que es del orden de unos 80 m en las proximidades de Cerro Pelado.

Litológicamente está constituida por arcillas y margas rojas y verdes que intercalan algún nivel de dolomía oquerosa poco compactada y de textura gruesa, con planos de estratificación mal definidos y de poca continuidad lateral. Hacia el techo son abundantes las formaciones fundamentalmente yesíferas, de coloración rojiza y gris, en donde se pueden encontrar en los niveles más superiores cuarzo bipiramidales y aragonitos de pequeño tamaño, así como también niveles de sales diversas.

El carácter plástico de esta formación, así como la mecanización que existe en la mayoría de las zonas donde aflora, hace difícil la obtención de buenos cortes estratigráficos, aunque es posible el reconocimiento de tres tramos litológicos dentro de la unidad y que corresponden a un tramo inferior de arcillas y margas verdes y grises, un tramo medio de margas, margas yesíferas e intercalaciones dolomíticas y por último, un tramo superior, que destaca por su coloración rojiza, de arcillas yesíferas y yesos con cuarzos bipiramidados y aragonitos.

De los estudios palinológicos realizados, cabe destacar entre otros, la siguiente flora: *Apiculatasporites pilosus*, *Apiculatasporites cf spiniger*, *Lunatisporites detractus*, *Rhaetipollis germánicus*, *Aratisporites centratus*, *Lunatisporites acutus*, *Porcisporites tenuis*, *Punctatisporites ambiguus*. En base a estos datos, a la posición estratigráfica, correlación de facies, así como a la edad atribuida por VIRGILI (1977) regionalmente, se le puede atribuir al tramo una edad Triásico superior (Carniense-Noriense).

Por encima de los depósitos salobres del Triásico superior en facies Keuper y concordantemente sobre ellos, descansa un potente conjunto carbonatado de edad Liásico inferior, en la base del cual, se establece el tránsito TriásicoJurásico.

2.4. TRANSITO TRIASICO—JURASICO

2.4.1 Carniolas. Dolomías tableadas a la base (T_{G3-J_1})

El paso de la facies Keuper del Triásico superior a los depósitos del Jurásico se establece a través de un paquete carbonatado, que todavía presenta influencias hipersalinas. Este nuevo tramo está muy extendido en toda la Cordillera Ibérica y ha sido tratado por numerosos autores de forma muy distintas, tanto en el sentido estratigráfico como en el cartográfico. Las distintas formas de interpretación que los diferentes autores, le han dado a este tramo parece que ha sido debido, en líneas generales, a las malas condiciones de afloramiento, así como también a la dificultad de apreciar con claridad los contactos con las unidades infra y suprayacente, por encontrarse en la mayoría de los casos mecanizados. No obstante dentro de la Hoja en cuestión, y concretamente en los alrededores de Pinilla de Molina y Cerro Pelado, es posible diferenciar los tramos con claridad.

Remitiéndonos a los autores más modernos que han trabajado en la región vemos que VILLENA (1971) distingue en la zona un tramo de carniolas, en el que separa tres horizontes litológicos "uno inferior constituido por dolomías bien estratificadas generalmente muy cristalinas, un tramo medio de brechas dolomíticas y un tramo superior formado por dolomías cavernosas y porosas". Posteriormente GOY et al. (1976) han definido dos unidades, con rango de formación que son asimilables a los dos tramos litológicos englobados dentro de esta unidad cartográfica. Corresponden a la Formación Dolomías tableadas de Imón y a la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña.

Como se ha mencionado en la introducción de este apartado, el contacto de esta unidad cartográfica con las facies Keuper es de difícil observación en casi la totalidad del área de afloramiento y sólo se ha podido comprobar claramente en dos o tres lugares, de ellos son de destacar Pinilla de Molina y Cerro Pelado; en ambos lugares se han podido reconocer, sobre la unidad yesífera, unos 4 m de calizas arcillosas, amarillentas con cuarzos bipiramidados y que son asimilables a la unidad informal, tramo de transición, definida por GOY et al. (1976). Concordantemente sobre este tramo se observa un paquete de 15 a 20 m de dolomías de aspecto tableado, aunque regularmente estratificadas y de color gris. Entre sus microfacies dominan las dolomicroesparitas, a veces con intraclastos y oolitos.

La diferenciación cartográfica de esta unidad, asimilable a la Formación dolomías tableadas de Imón GOY et al. (1976) no se ha realizado, debido a las características de los afloramientos en la Hoja y a la potencia

del tramo, así como también a la frecuente mecanización en que se halla con las facies Keuper infrayacentes. Es por todo esto, que dicha unidad ha sido englobada cartográficamente junto con su inmediata superior y que a continuación se describe.

Sobre la unidad anterior y concretamente en Pinilla de Molina, aflora un paquete de unos 100 m de potencia, constituido por carniolas y dolomías blanquecinas que en la base y en contacto con la unidad inferior muestra un tramo margoso de unos 4 a 5 m de espesor. Esta unidad es asimilable a la Formación de Carniolas de Cortes de Tajuña, GOY et al. (1976). Es de destacar que el miembro superior de esta unidad, está constituido por dolomías, calizas, calizas dolomíticas azoicas, más o menos oqueosas y brechoides y carniolas con coloraciones rojizas y amarillentas.

Entre las microfacies dominan las pseudoesparitas de dedolomitización y doloesparitas.

Son nulos o casi nulos los indicios de fauna en dicha unidad, encontrándose solamente fantasmas de lamelibranquios, equinodermos, etc. Por esto y ante la imposibilidad de datar paleontológicamente esta unidad cartográfica, debido a la escasez y trivialidad de los restos fósiles encontrados hasta ahora, hay que recurrir a su posición estratigráfica, considerando de este modo, la edad Triásico superior para las facies Keuper y la edad de Sinemuriense s.l. para la parte inferior del tramo suprayacente. Además y teniendo en cuenta los hallazgos palinológicos, actualmente en estudio, según los cuales, la parte inferior de la brecha de aspecto margoso podría ser todavía Triásico superior, parece aceptable asignar al tramo de transición y a las dolomías tableadas de la base, una edad Triásico superior, mientras que en las carniolas se podría situar el tránsito Triásico-Jurásico.

En lo que se refiere a la sedimentación de estos materiales, ésta se realizó en un medio litoral confinado hipersalino. Según YEBENES (1973) las carniolas corresponden a primitivas alternativas de dolomías y evaporitas. La disolución de estas últimas, por la acción de aguas meteóricas, provocaría la brechificación y dedolomitización de los materiales dolomíticos, en un proceso telogenético que traería como consecuencia la aparición de carniolas en las zonas superficiales.

2.5 JURASICO

Por encima de los depósitos del Triásico superior-Jurásico en niveles de tránsito (dolomías de Imón y carniolas Cortes de Tajuña) y concordantemente sobre ellos, descansa un conjunto carbonatado y calco-margoso, en

el que se han podido dividir las siguientes unidades cartográficas asimilables de forma general a las formaciones definidas por GOY et al. (1976) y que son las siguientes:

- A) Formación calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas.
- B) Formación margas grises de Cerro del Pez.
- C) Formación calizas bioclásticas de Barahona.
- D) Formación alternancia de margas y calizas de Turmiel.

En la presente Hoja las Formaciones B y C han sido agrupadas en una misma unidad cartográfica debido, a su escasa potencia en bastantes lugares dentro de la Hoja, aunque se ha de destacar que ambas Formaciones son visibles y reconocibles fácilmente en campo, por su coloración y aspecto externo.

Por encima de la alternancia de margas y calizas de Turmiel, existe dentro de la Hoja, y con extensión considerable de afloramiento, un tramo netamente calcáreo, y cuyo espesor máximo puede llegar a alcanzar los 30 m.

2.5.1 Calizas y dolomías tableadas (J⁰⁻²₁₋₁₃)

Siguiendo a GOY et al. (1976) en esta formación y unidad cartográfica, se pueden diferenciar dos miembros, que en la cartografía no se han separado. El miembro inferior, tiene una potencia de 50 a 60 metros y está constituido por calizas, calizas margosas y calizas dolomíticas y dolomías microcristalinas tableadas, de color gris claro a beige, que suelen originar un fuerte resalte, y en las que aparecen niveles fosilíferos que contienen braquiópodos (*Rhynchonella* sp., *Piarorhynchia* sp., etc.) así como también lamelibranquios del género *Pseudopecten*.

En Hojas limítrofes realizadas con anterioridad a ésta, se han encontrado en este mismo miembro y concretamente en niveles basales *Spiriferina Walcottii* (Sow), "*Terebratula*" *davisoni* HAIME, *Tetrarhynchia* aff. *dunrobinensis* (ROLL), *Squamirhynchia* aff. *squamiplex* (QUENST) y *Piarorhynchia?* sp. Las microfacies encontradas tanto en la serie de Pinilla de Molina como en Cuevas Labradas corresponden a micritas y doloesparitas con niveles de intrabiomicritas en las cuales se ha podido reconocer. *Lituosepta recoarensis*, *Lingulina tenera*, *Haurania deserta*, *Fronicularia*, ostrácodos, equinodermos, lamelibranquios, etc.

El miembro superior está formado por calizas y dolomías de aspecto margoso, que suelen ser dominantes, en capas de potencia desigual. Hacia la mitad del tramo comienzan a aparecer niveles margosos centimétricos, siendo en la parte superior de mayor espesor (0,2 a 0,4 m). El miembro

termina con una superficie ferruginosa, de desarrollo variable, y no siempre visible que contiene fauna de ostreidos.

La potencia de este conjunto varía dentro de la Hoja de Taravilla (24-20) bastante, oscilando su magnitud entre los 60 y casi 100 m. Las microfacies, corresponden a doloesparitas, dolomicritas y micritas, estas últimas muy pobres en microfauna. Corresponden a depósitos de plataforma interna.

La fauna recogida en el miembro inferior, así como la recogida y citada en otras Hojas limítrofes o próximas a ésta, caracteriza el Sinemuriense-Carixiense inferior. Por lo que se refiere al miembro superior es ya probablemente Carixiense.

2.5.2 Calizas bioclásticas. Margas grises a la base (J_{13}^{2-3})

Como ya se indicó en el apartado de introducción que corresponde a este sistema cronoestratigráfico, se integran en esta unidad cartográfica dos formaciones. La inferior, constituida por margas grises, que a veces intercalan calizas margosas, más frecuentes cerca de la base, y cuyo espesor estimado en las columnas de Pinilla de Molina y Cuevas Labradas, es del orden de los 10 m, aunque existen puntos en donde esta potencia varía tanto en sentido negativo como positivo, quedando comprendida entre los 7 y 12 m de potencia.

Entre las microfacies dominan las micritas fosilíferas y bomicitas. En levigados aparecen *Lenticulina muensteri*, *Astacolus*, *Dentalina* y *Lituosepta*.

La macrofauna encontrada dentro de la formación corresponde fundamentalmente a braquiópodos, lamelibranquios, gasterópodos, etc., siendo de destacar la presencia de *Plesiothyris verneuilli* (DESLONG CHAMPS), *Lobothyris* af. *punctata* (SOWEBY), *Terebratula thomarensis* CHOFFAT, *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), *Pholadomya thomarensis* CHOFFAT, *Rhynchonella dumbletonensis* (DAVIDSON) en Dubar 1931, *Quadratrhyndia* sp.

En lo que se refiere a la Formación superior, está constituida por calizas bioclásticas de aspecto noduloso, de color beige y pardas; a veces rojizas y amarillentas, estratificadas en capas medias y finas onduladas e irregulares. Presenta intercalaciones poco potentes de margas lajosas, más frecuentes cerca de la base. En el techo es frecuente observar una superficie ferruginosa, que marca su límite superior. Es de destacar las características litológicas y estructurales, así como su coloración, ya que son visibles y reconocibles fácilmente en campo y su seguimiento a lo largo de la Hoja, así

como de las Hojas limítrofes, se hace de fácil observación. Esta formación al estar situada estratigráficamente entre dos unidades margosas, suele dar resalte topográfico, lo que unido a lo anteriormente expuesto la convierte en un excelente nivel de referencia. Su potencia oscila entre los 10 y 15 m.

Entre las microfácies reconocidas son preferentes las biomicritas e intrabiomicritas en las que ha sido reconocida la siguiente asociación microfaunística: *Lenticulina*, *Marginulina*, *Haplophragmoides*, *Ammodiscus*, ophtálmidos y ostrácodos. Asociada a estas facies existe una gran cantidad de especies macrofaunísticas de ellas las más representativas y más abundantes halladas dentro de la Hoja son: *Spiriferina alpina* OPPEL, *Lobothyris subpunctata* (DAVIDSON), *Rhynchonella dumbletonensis*, DAVIDSON en Dubar, 1931, *Terebratula thomarensis* CHOFFAT, *Zeilleria* (z) *quadrifida* (LAMARCK), *Quadratirhynchia* cf. *quadrata* BUCKMAH, así como también lamelibranquios, equinodermos, etc.

En función de la fauna encontrada en estos depósitos, así como las recogidas en otras zonas próximas a la Hoja y reflejadas en notas publicadas; la edad atribuible a la formación inferior de margas grises (Formación Cerro del Pez) es Carixiense superior-Domeriense (Zona Stockesi o zona Margaritatus basal). Por otra parte, el tramo de calizas bioclásticas (Formación calizas bioclásticas de Barahona) son de edad Domeriense (zona Margaritatus y zona Spinatum).

El medio deposicional de ambas formaciones correspondería a una plataforma abierta, somera.

2.5.3 Alternancia de calizas y margas (J³⁻³₁₃₋₁₄)

Por encima de la superficie feruginosa del techo de las calizas bioclásticas se encuentra una formación calco-margosa que GOY et al. (1976) han definido como Formación Alternancia de margas y calizas de Turmiel, diferenciando cinco miembros. Son de más antiguo a más moderno:

- a) Miembro margas y calizas margosas.
- b) Miembro calizas amarillentas y margas verdesas.
- c) Miembro margas rosas.
- d) Miembro alternancia rítmica de margas y calizas.
- e) Miembro margas y margocalizas.

Es casi generalizada la existencia de estos cinco miembros en todas las Hojas limítrofes a ésta, incluso dentro de ella, pero en los cortes realizados es difícil reconocerlos debido a encontrarse generalmente semicubiertos.

No obstante, se describe esta unidad según los cinco miembros diferenciados por GOY et al. (1976) y que son válidos para todo el ámbito de la Hoja.

El miembro inferior está constituido por margas con intercalaciones de calizas margosas y margocalizas, de color gris con tonos verdosos y rosas. Suele contener gran cantidad de fauna de la cual las especies más características encontradas en la Hoja corresponden a *Spiriferina alpina* var Falloti (CORROY) *Aulacothyris* cf. *punctata* (SOWERBY) *Lobothyris punctata* var. *areta* (DUB), *Lobothyris* cf. *subpunctata* (DAVIDSON) *Plicatula* (P.) *spinosa* (SOWERBY).

El segundo miembro se compone por regla general de calizas algo arcillosas, de color amarillento, estratificadas en capas finas, con intercalaciones de margas, que cuando no se encuentran cubiertas, dan un pequeño resalte. Se ha podido reconocer la siguiente fauna: *Hidaites* cf. *boreale* (SEEBACH), *stolmorhynchia bouchardi* (DAVIDSON), "*Terebratula*" *jauberti* DESL. y *Homoeorhynchia batalleri* (DUB.).

Estos dos miembros cuyo espesor en las series obtenidas, no sobrepasa de los 10 m por regla general, se encuentran cubiertos por una capa de arcillas de lavado. La edad que se le asigna a dichos miembros es la de Toarciense inferior; zona de *Tenuicostatum* para el primero y *Serpentinus* para el segundo.

El tercer miembro lo constituye una alternancia de margas grises-rosáceas en capas de 30 a 40 cm y calizas en capas finas de 5 a 15 m. Esta unidad suele presentar una gran cantidad de fauna en la mayor parte de la Cordillera Ibérica, y por lo tanto dentro de la Hoja. En los cortes que se han realizado en Pinilla de Molina, así como en Cuevas Labradas, se ha podido reconocer *Orthodactylites orthus* BULKMAN, *Hildoceras sublevisoni* FUCINI, *Hildoceras bifrons* (BRUGUIERE); *Phymatoceras* sp.; *Terebratula jauberte* DESLONMAGCHAMPS; *Terebratula perfida* CHOFFAT, *Terebratula wittnchi* CHOFFAT; *Homoeorhynchia meridionalis* (DESLONG CHAMPS); *Homoeorhynchia* cf. *batalleri* DUBAR; *Plagiostoma* DF. *gigantea* (SOWERBY).

La potencia de este tramo varía entre los 8 y 12 m y la fauna recogida caracteriza el Toarciense inferior (zona *Serpentinus*) y medio (zona *Bifrons*).

El cuarto miembro, de edad Tarciense medio-superior, se encuentra constituido por alternancias rítmicas de margas y calizas, siendo los tramos margosos ligeramente dominantes. Presenta una variada fauna de ammonites y braquiópodos fundamentalmente; de ellos son de destacar entre los recogidos en los cortes ya mencionados: *Phymatoceras* cf. *narbonensis* BUCKMAN, *Porpoceras* sp.; *Hildoceras bifrons* (BRUGUIERE) *Hangia* (H.) gr. *variabilis* (D'ORBIGNY); *Pseudogrammoceras subregale* PINNA, *Pseudogrammoceras* cf. *aratum* (BRUCKMAN), así como también *Hildoceras* aff

Pemipolium BUCKMAN y un grupo numeroso de especies de braquiópodos y pelecípodos.

La potencia para este tramo es del orden de 8 a 12 m.

Finalmente, como último miembro y techo de la Formación aparece una alternancia de margas y margocalizas de color gris verdoso a veces rosadas, estratificadas en capas finas y en la mayoría de los casos cubiertos por arcillas de lavado, pero que en puntos como en Pinilla de Molina y en Cuevas Labradas se ha podido reconocer *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE), *Pseudolillia* sp.; *Terebratula submaxillata*, (DAVIDSON) en CHOFFAT 1974, *Homoeorhynchia* sp., etc.

La potencia oscila entre los 8 y 10 m y se ha datado como Toarciense superior (Zona Insigne).

En las microfacies de esta formación dominan las biomicritas y pelmicritas con lamelibranquios, gasterópodos, espículas, equinodermos, ostrácodos, *Lenticulina*, *Marginulina*, *Nodosaria* y microfílametos. En levigados han aparecido *Lenticulina muensteri*, *L. tricarinella* y *Citharina aff calthrata*, como foraminíferos más frecuentes.

El medio deposicional correspondería a una plataforma abierta que recibiría aportes intermitentes de materiales detríticos finos.

2.5.4 Calizas (J₁₄₋₂₂)

Sobre la formación de alternancia de margas y calizas se dispone un tramo calcáreo que da resalte topográfico, formando una cornisa que corona algunas zonas del borde oriental de la Hoja, así como fuertes farallones en los valles de los ríos Gallo y Tajo.

Esta unidad que en casi su totalidad se encuentra constituida por calizas grises estratificadas en capas de variado espesor, intercala niveles de margas finamente estratificadas. El conjunto representa el Jurásico medio (Dogger), siendo los últimos materiales pertenecientes a este sistema que aparecen dentro del marco de la Hoja.

Las microfacies correspondientes a esta unidad, son biomicritas, biopelmicritas y ocasionalmente bioesparitas y oosparitas y en los que se encuentran, serpúlidos, briozoos, ammonites, braquiópodos, etc., así como también *Marginulina*, *Brotzenia*, *Lenticulina*, etc.

El medio deposicional muestra una tendencia a la somerización desde la parte inferior de la unidad, plataforma abierta, a la superior, plataforma interna.

La existencia en zonas próximas a la Hoja de fauna del tipo *Gruneria gruneri* (DUMORTIER), *Aulacothyris blakei* (DAVIDSON), *Terebratula*

submaxillata (DAVIDSON) en Choffat 1974, *Cotteswoldiá*, *Walkericeras*, *Pleydellia aalensis*, caracteriza la parte superior del Toarciense.

Las facies de calizas oolíticas (oosparitas con fósiles) en la zona media de la formación son materiales típicos del Bajociense, en casi toda la Cordillera Ibérica. Fuera de la Hoja se ha podido reconocer fauna característica de este piso (Hoja de Checa 25-21).

La potencia existente de calizas grises del Dogger, para la Hoja de Taravilla, oscila desde 15 a 20 m en el ángulo suroriental, a 35 y 40 m en la Hoz del río Gallo y Valle del Tajo en el ángulo noroccidental. En este último lugar es frecuente observar que sobre las calizas existe y aparece un paquete detrítico importante y en discordancia sobre él y que corresponden a los depósitos arenosos típicos de la Formación Utrillas.

2.6 CRETACICO

Los materiales pertenecientes a este Sistema, afloran dentro de la Hoja de Taravilla al O del accidente del río Bullones, encontrándose también pequeños retazos al E de dicho accidente. Se hallan ampliamente representados en los cuadrantes meridionales y noroccidentales y en extensión se puede apreciar que ocupan algo más de la mitad de la Hoja.

Morfológica y estructuralmente se encuentran dispuestos a modo de grandes mesas, suavemente plegadas, salvo en el caso del río Tajo, donde se puede apreciar un fuerte plegamiento que choca con la tónica general en la disposición de dichos materiales.

Por lo que se refiere a sus depósitos, se caracterizan por constituir una serie detrítica, areno-arcillosa en la base que pasa a carbonatada y masiva en el techo. Las unidades diferenciadas cartográficamente son: un nivel inferior detrítico de características similares a las facies arenosas de la Formación Utrillas (AGUILAR et al. 1971), una segunda unidad de margas y calizas con fauna, una tercera unidad constituida por un conjunto dolomítico y margo-dolomítico y que por encima como cuarta unidad, aparecen unas calizas nodulosas con fauna que presenta margas a techo, siendo éstas la base sobre la que se apoya la quinta unidad dolomítica en la que a techo se produce el paso del Cretácico terminal a los materiales terciarios datados, y diferenciados cartográficamente.

2.6.1 Arenas en Facies Utrillas (C⁰⁻¹₁₆₋₂₁)

Esta unidad cartográfica que dentro de la Hoja se representa, entra dentro del contexto de las facies arenosas de similares características a la Formación "Utrillas" AGUILAR et al. (1971), pero es posible que la base

de dicha unidad y concretamente en la zona del río Cabrillas y Poveda de la Sierra pertenezcan a las facies Weald. Esta posibilidad se basa en los trabajos de MELENDEZ, F. (1971) y LOPEZ F. y GALLEGO, I. (1976) en los que destacan la presencia de unas facies detríticas de unos 60 m de espesor sobre las formaciones del Liásico superior que le asignan una edad Valanginiense-Aptiense?, aunque para la zona del río Cabrillas no existen criterios paleontológicos que aseveren dicha aparición, por lo que el conjunto de las facies arenosas que allí aparecen se han tomado dentro de la unidad cartográfica arenas en facies Utrillas (C_{16-21}^{0-1}).

La unidad se apoya en discordancia erosiva sobre los distintos tramos del Liásico y Dogger. Se encuentra constituidas por arcillas arenosas versicolores, arenas y areniscas arcóscicas blancas y ocreas que intercalan niveles de cantos cuarcíticos rodados de tamaño medio a pequeño. Existe en el techo frecuentemente calcarenitas ferruginosas, así como también intercalaciones de calcarenitas con ostreidos, preferentemente en la zona media de la unidad. En general, toda la unidad es de color blanco, aunque existen colores abigarrados debido a la tinción de óxidos de hierro, los cuales, llegan a individualizarse constituyendo costras ferruginosas.

Con respecto al espesor que presenta esta unidad, dentro de la Hoja, se puede apreciar una fuerte variación en él, siendo de una mayor potencia en la parte sur, zona de Poveda de la Sierra, río Cabrillas, mientras que en los afloramientos más septentrionales el espesor es más reducido. La variación de éste oscila entre un mínimo de 15 m y un máximo de 90 m de espesor.

El carácter azoico de esta unidad, en el que únicamente se pueden encontrar algún resto vegetal, hace difícil su datación, por lo que se recurre a posición stratigráfica y a dataciones realizadas en zonas algo más alejadas. Así en esta unidad, ARIAS y WIEDMANN (1977) han encontrado en areniscas de facies similares, una fauna de ammonites de edad Albiense en la provincia de Albacete. Para el caso concreto de la Hoja de Taravilla, es posible y de hecho así se ha considerado, que la edad es Albiense-Cenomaniense.

2.6.2 Margas y calizas con fauna (C_{21}^{2-3})

Esta unidad cartográfica diferenciada dentro del Sistema Cretácico corresponde a un tramo intercalado entre las facies arenosas y el gran paquete dolomítico del Cretácico superior.

El conjunto de esta unidad se presenta como una alternancia de biocalcarenitas que alternan con margas y margocalizas de colores grises y verdes que a veces dan un pequeño resalte sobre las facies arenosas del Albiense. Es

frecuente encontrar calizas, bioclásticas de tonalidades ocre que guardan dentro de sí una gran abundancia de especies fósiles marinas. Por regla general, la unidad culmina con niveles margosos de tonos grises-verdosos que no presentan vestigios de fauna.

Con respecto al espesor de esta unidad, varía mucho, aunque dentro de un intervalo reducido, siendo el de mayor desarrollo el encontrado en la columna de Molino de Campillo en donde esta unidad se le ha calculado unos 25 m. En el resto de la Hoja la potencia reconocida es menor.

En las microfacies estudiadas dentro de la Hoja, constituidas por biomicritas, doloeparitas e intradoloeparitas, no ha sido posible reconocer una microfauna característica, aunque en la unidad similar representada en la Hoja de Checa (25-21), las microfacies corresponden a biomicritas, oomicritas fosilíferas e intraeparitas que contienen *Orbitolina* Gr. *cóncava*; *Orbitolina* (*Mesorb*) *cóncava cóncava*, *Orbitolina* (*Mesorb*) *cóncava catárica*, *Orbitolina* (*Mesorb*) *cónica*, *Daxia cenómana*, serpúlidos, briozoos, gasterópodos, etc.

En base a los criterios stratigráficos, paleontológicos así como de microfacies, se considera que esta unidad cartográfica está enclavada dentro del Cenomaniense s.l. No obstante no se descarta la posibilidad de que los niveles más inferiores sean del Cenomaniense inferior.

2.6.3 Dolomías, dolomías margosas y calizas. Conjunto tableado (C³⁻²₂₁₋₂₂)

Está constituido esta unidad por dolomías amarillentas porosas con óxidos de hierro laminares y puntuales, bien estratificadas en capas medias a gruesas y que alternan con margas dolomíticas y dolomías arcillosas en las que se puede observar algún resto de fauna. Hacia el techo es frecuente observar un paquete de dolomías masivas que bien pudieran ser asimilables a las dolomías masivas de la Formación "Dolomías de la Ciudad Encantada", descritas por MELENDEZ, F. (1971). Por lo que se refiere al muro de la unidad, ésta descansa por regla general sobre un nivel margoso de color gris verdoso azoico.

El espesor de esta unidad para la Hoja oscila entre los 15 y 40 m y sus mejores afloramientos corresponden a las columnas de Fuembellida, Molino del Campillo y los grandes cortados que existen en las paredes de los valles del río Cabrillas y Tajo.

Las microfacies corresponden a dolomicritas y doloeparitas con bajo contenido en arcilla y esporádicos niveles de biomicritas en parte dolomitizadas que contienen *Dicyclina schlumbergeri*, *Daxia*, *Ophthalmididos* así como restos de lamelibranchios, equinodermos y miliólidos. De todo esto se

deduce que debido a la escasa fauna existente y la que aparece es de escasa representatividad bioestratigráfica, la edad de estos materiales se da en función a su posición estratigráfica siendo ésta Cenomaniense superior-Turonense inferior.

2.6.4 Calizas nodulosas con fauna, margas a techo (C₂₂²⁻³)

Sobre la unidad anterior aparece un conjunto de coloración blanquecina, que destaca del resto de las formaciones dolomíticas y constituida por margocalizas nodulosas y biocalcarenitas que culminan en un nivel de margas calcáreas de color gris-blanco. El conjunto se encuentra estratificado en capas finas a medias. El tramo es rico en niveles con abundante fauna de Rudistas, lamelibranquios y gasterópodos fundamentalmente. Así mismo, son frecuentes las calizas blancas ricas en ostrácodos y serpúlidos.

El espesor de este tramo no es muy potente en el ámbito de la Hoja, así como en las limítrofes, siendo éste del orden de unos 10 m. No obstante, es un nivel fácilmente identificable, por lo que se ha considerado oportuno representarlo cartográficamente, aunque esta representación sea exagerada en la mayoría de los casos.

En lo que se refiere a las microfacies encontradas dentro de la Hoja, corresponden fundamentalmente a biomicritas en las que se ha podido reconocer junto con restos de rudístidos, gasterópodos, lamelibranquios, equinodermos, etc. *Heteroporella* aff. *lepinae*, *Gyroidinoides nitidus*, *Globorotalites multisepta*, así como también *Salpingoporella hispanica*.

En función a la fauna reconocida, así como también por su posición estratigráfica se puede considerar a esta unidad como tramo dentro del Turoniense.

2.6.5 Dolomías y calizas dolomíticas en capas gruesas (C₂₃₋₂₆)

En la Hoja de Taravilla (24-20) el tramo, cartográficamente diferenciado más alto en el Sistema Cretácico y que presenta una amplia extensión dentro de la Hoja, está constituido por dolomías sacaroideas grises y amarillentas que se encuentran depositadas en la base de la unidad, estratificadas en capas gruesas y bancos que suelen dar pequeño escarpe sobre el tramo margoso del Turoniense. Por encima existe una potente serie de dolomías grises, frecuentemente tableadas en capas gruesas con algún banco intercalado. Este tramo presenta frecuentes oquedades que le dan un aspecto de karst incipiente. Por encima y en serie continua aparece un conjunto de calizas y calizas dolomíticas que lateralmente se presentan dolomitizadas y

estratificadas en capas gruesas y bancos. Por último, a techo existe un grueso paquete de dolomías grises, de aspecto y textura sacaroidea, frecuentemente carstificadas, y con una estratificación por regla general mala a masiva.

La potencia de esta unidad varía, en todo el ambiente de la Hoja, debido fundamentalmente a la erosión y carstificación. No obstante, en los cortes realizados, se ha podido calcular un espesor entre los 80 y 190 m.

Morfológicamente, este paquete dolomítico ocupa el techo y los escarpes superiores de las mesas cretácicas existentes en la Hoja, ocupando así una amplia extensión cartográfica.

Dentro de las microfacies existentes que corresponden a dolomicritas y doloeparitas, no se ha podido reconocer ningún vestigio de fauna. No obstante, en los tramos medios, las microfacies existentes constituidas por biomicritas, intrabiomicritas, intraesparitas, se ha podido reconocer la siguiente asociación, *Ethelia alba*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Accordiella conica*, *Cuneolina*, *Minouxia*, etc., junto con miliólidos, ostrácodos, equínidos, gasterópodos, etc., así como también foraminíferos de mar abierto, (rotálidos, globotruncanas, etc.). Estas asociaciones encontradas en los niveles calcáreos caracterizan el Santoniense. Sin embargo, aunque dentro de la unidad se ha caracterizado este piso, el resto de los pisos, desde el Coniaciense hasta el Maestrichtiense, no ha sido posible reconocerlos por lo cual esta unidad ha sido enmarcada dentro del Senoniense s.l.

2.7 TERCIARIO

Los depósitos terciarios que aparecen dentro de la Hoja de Taravilla (24-20) tienen escasa extensión y se encuentran repartidos en pequeñas manchas, siendo la de mayor desarrollo la situada en el borde occidental de la misma, en su límite con la Hoja de Zaorejas (23-20).

Dos tipos de materiales constituyen el conjunto de los depósitos terciarios, unos de naturaleza detrítico y otros de naturaleza carbonatada.

Los depósitos de naturaleza detrítica se encuentran representados por:

— Un nivel inferior preorogénico constituido por conglomerados arcillas y areniscas (T_{2-32}^A).

— Un nivel medio postorogénico constituido a su vez, por dos unidades compuestas por conglomerados, areniscas y arcillas (T_{33-11}^{A-B}) de edad Oligoceno Superior—Mioceno Inferior y otra formada por arcillas con cantos (T_2^B) de edad pliocena.

Por lo que respecta a los materiales carbonatados se han representado dos unidades, ambas postorogénicas:

- Una inferior constituida por calizas y margocalizas (T_{33-c11}^{A-B}).
- Una superior constituida por calizas lacustres (Tc_2^B).

Estructural y morfológicamente, salvo la unidad inferior preorogénica, el resto se encuentran en disposición horizontal o poco deformadas, y ocupan zonas de relieve plano y extensiones más o menos reducidas que fosilizan estructuras y paleorrelieves preorogénicos (mesozoicos y terciarios inferiores).

2.7.1 Arcillas y conglomerados (T_{2-23}^A)

Esta unidad que sólo aparece representada en la Hoja de Taravilla (24-20), en un pequeño afloramiento en el borde occidental de la Hoja junto a la carretera de Puente San Pedro a Zaorejas, se encuentra ampliamente extendida dentro de la Hoja de Zaorejas (23-20).

Estructuralmente este conjunto descansa discordante sobre los materiales calco-margosos del Cretácico superior, Eoceno y deformados sincrónicamente con ellos.

Litológicamente esta unidad se encuentra constituida por una alternancia de conglomerados de cantos calcáreos, subredondeados, más cementados, dispuestos en capas gruesas y bancos de 0,5 a 1 m de espesor, areniscas de grano grueso a medio de tonos rojizos a marrones y arcillas marrones algo arenosas. Es frecuente observar estructuras sedimentarias de origen fluvial en los niveles arenosos, tales como laminación cruzada, así como también ripples a techo. También son frecuentes las cicatrices ferruginizadas sobre los depósitos arcillosos.

La unidad que se cartografía dentro de la Hoja de Taravilla (24-20) es asimilable a la base de una potente serie detrítica dentro de la Hoja de Zaorejas (23-20). Esta serie que se encuentra constituida por conglomerados, areniscas y arcillas en el muro, pasa gradualmente hacia el techo a alternancias de areniscas, arcillas, margas y algún nivel conglomerático, en la zona media, mientras que la parte superior de dicha unidad se encuentra constituida por margas ocre y blancas, margocalizas, y calizas de gasterópodos que contienen carofitas. El espesor total aproximado para dicha unidad es del orden de unos 200 m.

Del conjunto total de la unidad y concretamente de su parte superior se han recogido una serie de muestras repartidas entre pequeños cortes estratigráficos, así como aisladas, en las cuales se ha podido comprobar la existencia de microfácies de tipo micrítico con alto contenido en arcilla, y en las que se ha podido constatar la existencia de especies de charáceas, de las que

destacan, en corte realizado en la pista a Huertapelayo, Hoja de Zaorejas (22-20); *Tectochara (nitellopsis aemula)* (GRAMBAST), *Rhabdochara stockmansii* (GRAMBAST), *Harrisichara tuberculata* (LYELL) GRAMBAST, *Chara* aff. *molassica* STRAUB, así como también *Sphaerochara* aff. *inconspicua* (AL BRAUN EX UNGER) FEIST-CASTEL, *Rhabdochara major* (GRAMBAST) *Psilochara* sp. Por lo que respecta a ensayos realizados en muestras aisladas, próximas a este corte, y sobre los mismos niveles, se han encontrado asociaciones similares a las anteriormente expuestas. En puntos alejados a éste y concretamente en la carretera de Ocentejo a Valtablado, Hoja de Zaorejas (23-30) sobre un talud, próximo al puente sobre el río Tajo, y en niveles margo-calcáreos se ha podido comprobar la existencia de *Gyrogona* aff. *medicaginula* LAMARCK.

Las asociaciones anteriormente citadas, así como también las especies encontradas en muestras aisladas, todas ellas dentro de la Hoja de Zaorejas (23-20) caracterizan el Oligoceno inferior-medio. Como por debajo de donde se han realizado dichas dataciones existe un grueso paquete detrítico de más de 100 m de espesor, es previsible que la edad del conjunto de la unidad sea Eoceno-Oligoceno medio.

2.7.2 Arcillas y conglomerados (T^{A-B}_{33-c11})

Esta unidad que en la Hoja de Taravilla se encuentra en mayor extensión en su borde occidental, presenta también pequeños retazos repartidos sobre formaciones mesozoicas.

Litológicamente, se encuentra constituida por alternancias de conglomerados calcáreos, subredondeados generalmente bien cementados y dispuestos en gruesos bancos de espesor irregular debidos a su disposición en canales; niveles delgados y areniscas de grano medio y bancos potentes de arcillas rojizas-marrones, mucho más abundantes hacia el techo de la unidad.

Al igual que en la unidad anteriormente descrita (conglomerados y arcillas T^A₂₋₃₁), ésta se encuentra con mayor desarrollo, tanto vertical como horizontal, dentro de la Hoja de Zaorejas (23-20).

Estructuralmente la unidad se apoya discordante sobre la citada en el apartado anterior y observándose en la Hoja de Zaorejas (23-20), que dicha discordancia se efectúa sobre distintos tramos de la ya mencionada unidad de conglomerados y arcillas (T^A₂₋₃₂). Así, por ejemplo, en la zona central de la Hoja de Zaorejas (23-20), la unidad se apoya discordantemente sobre los tramos superiores de la unidad (T^A₂₋₃₂) mientras que en la zona oriental y borde occidental de la Hoja de Taravilla, se sitúa sobre los tramos más bajos.

Por lo que se refiere a la potencia de esta unidad, se puede apreciar

dentro de la Hoja de Taravilla (24-20) que ésta es constante y del orden de unos 80 m. Sin embargo, existe una fuerte variación dentro de la Hoja de Zaorejas (23-20) situándose dentro de un intervalo entre 40 y 100 m aproximadamente, encontrándose su máximo en la zona central de esta Hoja.

En lo que respecta a la edad de estos materiales, hay que aclarar que no se ha podido realizar dataciones mediante restos paleontológicos, por lo que nos atenemos a posición estratigráfica entre las unidades infra y suprayacentes. Se sabe que la unidad infrayacente a techo tiene edad Oligoceno inferior-medio, y en la unidad suprayacente, de naturaleza calcárea, se han encontrado restos que indican una edad Mioceno, por la cual la edad asignada a esta unidad, de carácter netamente continental, la situamos entre el Oligoceno superior-Mioceno inferior.

2.7.3 Calizas y margocalizas (T^{A-Bc}_{33-c11})

En el borde occidental de la Hoja, y sobre la unidad detrítica continental, descrita en el apartado anterior, y en transición litológica brusca, aparece un conjunto carbonatado constituido por: calizas, calizas arcillosas y margas de tonos grises y blancos, estratificadas en capas medias y gruesas y que intercalan niveles de calizas con abundantes gasterópodos lacustres, así como también niveles margosos con algún contenido en materia orgánica, como lo demuestra la existencia de frecuentes lentejones delgados de lignitos. A techo de esta unidad es frecuente también, la existencia de calizas micríticas de algas. Estas últimas son posibles reconocerlas en el Alto de Placetuela de los Moros (Taravilla, 24-20) y en la carretera de Zaorejas a Villanueva de Alcorón, dentro de la Hoja de Zaorejas (24-20).

Litológicamente, esta unidad, aunque a retazos, es constante en sus características. A escala regional, se observa las mismas peculiaridades litológicas.

La potencia visible y estimada para esta unidad dentro de la Hoja de Taravilla es del orden de unos 90 m, variando ésta de forma ostensible dentro y fuera de ella.

Con respecto a las microfacies reconocidas dentro de la Hoja de Taravilla, corresponden a biomicritas con esparita en las que se encuentran frecuentes asociaciones de algas cianofíceas y clorofíceas, así como también Chacáreas, ostrácodos y restos de moluscos.

En cortes realizados en la Hoja limítrofe de Zaorejas (23-20), tales como los de la carretera de Zaorejas a Puente San Pedro, así como en la Cumbre del Estepar, existen similares microfacies constituidas por biomicritas biomicruditas y dismicritas, y en las que son frecuentes pisolitos de

algas cianofíceas y clorifíceas, así como también charáceas, ostrácodos y gasterópodos de vida línica.

Debido a que los estudios realizados en las muestras recogidas sólo y a partir de las asociaciones encontradas, en dichas muestras nos marca una edad miocena, nos apoyamos para mayor precisión en la posición estratigráfica que esta unidad ocupa. Unidas estas dos características y en base a la edad que presenta la unidad infrayacente (Oligoceno superior-Mioceno inferior) se ha optado por asignarla una edad Mioceno inferior. Tanto la unidad inferior, como la unidad descrita en este apartado, corresponden a un mismo ciclo en la sedimentación de una cuenca lacustre.

2.7.4 Arenas, Arcillas y Conglomerados Cuarcíticos (T_2^B)

En el ángulo nordeste de la Hoja y concretamente en las cercanías de Molina de Aragón, existen unas formaciones detríticas, sobre los cerros de la Pedriza y de Los Molinos, en donde se puede observar que en discordancia sobre los materiales triásicos y jurásicos, aparece un conjunto en disposición horizontal, constituido por arcillas rojas con cantos cuarcíticos subangulosos, arenas arcósicas con cantos cuarcíticos redondeados y a veces cantos de naturaleza calcárea o dolomítica y niveles conglomeráticos sueltos englobados dentro de una matriz areno-arcillosa. También se observa, dentro de la unidad, frecuentes canales de naturaleza arenosa que se pierden lateralmente en cortos espacios. En estos canales es frecuente observar numerosas cicatrices, así como estructuras sedimentarias de origen fluvial.

Hacia el techo, esta unidad intercala un tramo calcáreo que ha sido individualizado cartográficamente (Tc_2^B).

La potencia estimada para esta unidad oscila entre 5 y 40 m, estando su mayor espesor en el límite de la Hoja de Taravilla con la de Molina (24-29).

Con respecto a la edad de la unidad aquí descrita, ésta presenta un carácter azoico. No obstante por su carácter postectónico y su control geomorfológico, hay que considerarla más reciente que los sedimentos miocenos, pero anterior al encajamiento de la red cuaternaria actual. Estos aspectos así como su composición, la hacen semejante a la "Raña", entendiendo el término como concepto morfoestratigráfico.

Estos sedimentos los consideramos coetáneos con la formación de la "Raña" cuya edad es Plioceno.

2.7.5 Calizas lacustres (Tc_2^B)

Esta unidad que al igual que la anterior se encuentra depositada en el ángulo nororiental de la Hoja de Taravilla, se haya constituida por mar-

gocalizas y margas con materia orgánica a la base y calizas de algas, travertínicas hacia el techo. Estos materiales también son visibles en la localidad de Valhermoso, en donde existe un crestón sobre la facies Keuper formado por calizas margosas, calizas pisolíticas y calizas travertínicas, todas ellas de origen lacustre, y que a techo presenta una pequeña formación detrítica constituida por arcillas rojas con cantos cuarcíticos, asimilable a la unidad infrayacente como se puede ver en la Hoja del Pobo de Dueñas (25-20).

La potencia de esta unidad se encuentra comprendida en un intervalo de 1 a 6 m, siendo su máximo desarrollo en la localidad de Valhermoso.

Las microfacies existentes en esta unidad corresponden a calizas lacustres pisolíticas de carácter micrítico en las que son frecuentes la existencia de grandes pisolitos de algas cianofíceas y clorofíceas, así como también charáceas y ostrácodos.

La edad de estos materiales se establece en función de las siguientes características. Por su composición estratigráfica que como se puede comprobar dentro de la Hoja de Pobo de Dueñas (25-20) se intercala dentro de la unidad (T_2^B) citada en el apartado anterior, mientras que en la Hoja de Taravilla (24-20) se encuentra por encima de la misma unidad (T_2^B). Este techo también es comprobable aunque a pequeña escala en la localidad de Valhermoso, dentro de la Hoja en cuestión. Por lo que en base a las apreciaciones expuestas anteriormente y teniendo en cuenta la edad de la unidad detrítica (T_2^B) esta unidad calcárea se le asigna una edad Plioceno.

2.8 CUATERNARIO

No existe, dentro de la Hoja de Taravilla, un desarrollo claro de las formaciones que pertenecen a este sistema, encontrándose en la mayoría de los casos muy repartidas y con escasa extensión dentro de la misma.

De todo el sistema se han representado las siguientes unidades:

Glacis ($Q_1 G$)

Terrazas travertínicas ($Q_{1-2} Tr$)

Derrubios de ladera ($Q_{1-2} L$)

Terrazas fluviales ($Q_2 T$)

Depósitos aluviales ($Q_2 Al$)

2.8.1 Glacis ($Q_1 G$)

Localizados al SE y E de la localidad de Ventosa, en el N de la Hoja de Taravilla, existen unos depósitos, apoyados discordantemente sobre forma-

ciones paleozoicas y triásicas, que manifiestan una clara morfología de glacis, con una pendiente deposicional no superior al 6 por ciento.

Litológicamente, estos depósitos se encuentran constituidos por arcillas marrones y vinosas, en las que se engloban cantos cuarcíticos y pizarrosos, subangulosos a subredondeados, procedentes todos ellos del área madre paleozoica sita al O de dicha unidad.

Existen retazos al E de esta unidad cuya área fuente no es paleozoica y sí mesozoica, concretamente triásica, y los cantos que engloba la matriz arcillo yesífera son precisamente de naturaleza calco-dolomítica. La pendiente deposicional de estos últimos materiales, es quizás algo mayor que la tónica general que manifiesta el resto, sin embargo, sigue presentado el tipismo y morfología de glacis.

Con respecto a la edad de los materiales que aquí se describen, los autores les han asignado una edad Pleistoceno, en función a dos hechos comprobados; el primero de ellos, referente a dataciones sincrónicas en áreas no muy alejadas a la zona de estudio y en segundo término, se puede comprobar que la red actual fluvial se encaja y disecta dicha unidad, erosionándola al mismo tiempo que se observa sobre ella, un sistema "rill" incipiente que corrobora probablemente la edad asignada a dicha unidad.

2.8.2 Terrazas travertínicas (Q_{1-2} Tr)

A lo largo del río Tajo y dentro de la Hoja, se puede comprobar la existencia de dos niveles de terrazas de carácter travertínico, que jalonan a diferentes alturas ambas márgenes, siendo visibles de forma espectacular, en la proximidades de Puente San Pedro, en donde existe una masa de travertinos superior a un km^2 en extensión.

Estos niveles de terrazas han sido estudiados por VIRGILI, C. y PEREZ GONZALEZ, A. (1970), en zonas próximas a la Hoja de Taravilla (24-20), aguas abajo del río Tajo. En este trabajo se destaca la existencia de dos terrazas próximas al cauce, al igual que ocurre en la zona de este estudio. Estas terrazas morfológica y litológicamente son diferentes, quedando divididas de forma informal en superior e inferior.

Con respecto a la terraza superior, su base se encuentra situada entre 20 y 30 m sobre el cauce actual del río, mientras que su techo puede alcanzar los 60 a 70 m. VIRGILI et PEREZ GONZALEZ (1970). Este hecho es perfectamente comprobable en la Hoja de Taravilla (24-20) con pequeñas diferencias.

Por lo que se refiere a la terraza inferior su base se encuentra casi

prácticamente al nivel del cauce, mientras que su techo, se encuentra ubicado alrededor de los 25 m sobre el cauce actual.

Según los autores anteriormente mencionados, esta terraza, de naturaleza fundamentalmente arenosa, se encuentra poco desarrollada como se puede constatar en esta Hoja.

Litológicamente son diferentes. En lo que respecta al travertino superior según VIRGILI, C. y PEREZ GONZALEZ, A. (1970) existen tres niveles, uno basal constituido por conglomerados calcáreos cuya potencia es de 0 a 6 m, un tramo intermedio limoso de 10 a 15 m y uno superior, que corresponde propiamente al travertino y cuya potencia oscila entre 5 y 50 m. En Puente San Pedro, este último tramo se encuentra muy desarrollado.

Para el travertino inferior, estos autores dan también tres niveles, aunque su base no es visible, corresponde a un pie de monte y el tramo medio se encuentran constituidos por limos blancos algo arenosos, mientras que el tramo superior su naturaleza es travertínica blanca, no cristalizada, con intercalaciones de calizas y limos blancos, a veces limos arcillosos negruzcos que contienen alto contenido en materia orgánica y fauna de gasterópodos. Este último tramo es visible en el valle del río Cabrillas, en el lugar denominado Venta del Chato en la Hoja de Taravilla (24-20).

Con respecto a la formación de estos travertinos, la interpretación que estos autores hacen, es la que corresponde a dos ciclos climáticos separados.

Para el travertino superior, le correspondería un período frío, con flora característica fría, y para el inferior, un período algo más frío que la época actual.

La edad de estos materiales, VIRGILI, C. y PEREZ GONZALEZ (1970) la comparan a la edad de las tres terrazas de los ríos Tajo, Jarama y Henares, en las que a estas terrazas les asignan las siguientes edades:

Terraza Baja, de 2 a 5 m. Período Wurm.

Terraza Media, de 15 a 25 m. Período Riss o Mindell.

Terraza Superior, de 60 a 100 m. Período Mindel o Gunz.

Por lo que a los travertinos que nos ocupan le asignan las edades siguientes:

Travertino inferior equivalente Terraza media. Período Riss-Mindell.

Travertino superior equivalente Terraza superior. Período Mindell o Gunz.

Dentro de la Hoja de Taravilla, existen repartidos fuera del conjunto de los valles del río Tajo y Cabrillas, afloramientos de travertinos que por estar situados a alturas, equivalentes a las mencionadas anteriormente sobre la red

actual, se ha optado por englobarlos dentro de la unidad cartográfica ($Q_{1-2}Tr$).

2.8.3 Derrubios de ladera ($Q_{1-2}L$)

En este apartado se incluye todos aquellos depósitos que se encuentran cubriendo zonas con pendientes superiores al 10 por ciento y que en base al área madre que los alimenta, presentan características distintas, bajo el punto de vista litológico. En general la mayoría, se desarrollan bajo la influencia de un área madre mesozoica y generalmente son de escasa entidad, por lo que algunos de ellos no han sido representados cartográficamente.

Se encuentran repartidos fundamentalmente a lo largo de los valles principales que cruzan la Hoja.

Su litología es en la mayoría de los casos, de naturaleza brecho-conglomerática, con alto contenido en bloques de naturaleza dolomítica y de considerable tamaño, todo ello englobado dentro de una masa fina constituida por limos y arcillas de diversa coloración según sea el área fuente.

Por lo que respecta a la edad de estos materiales, se les ha englobado dentro de todo el sistema Cuaternario, ya que el inicio de su formación es probable que sea sincrónico con el encajamiento de la red fluvial, mientras que en la actualidad se siguen desarrollando.

2.8.4 Terrazas fluviales (Q_2T)

Las terrazas son prácticamente inexistentes dentro del marco de la Hoja de Taravilla (24-20), debido en parte, al profundo encajamiento de la red fluvial, y las representadas corresponden a terrazas bajas, a veces inundables, que aparecen a 1 ó 2 m sobre el cauce actual.

Se han representado algunos afloramientos dentro del valle del río Tajo y río Cabrillas, aunque de poca entidad.

Litológicamente, se encuentran constituidas por limos, arcillas y gravas redondeadas o subredondeadas, y su potencia no sobrepasa los 3 m.

2.8.5 Depósitos aluviales (Q_2Al)

Se encuentran repartidos por todo el marco de la Hoja y rellenando fondos del valle.

Su litología es variable, pues influye de forma visible el área madre, así como también las vertientes existentes a ambos lados del fondo del valle. No obstante, en el río Tajo, son fundamentalmente gravas de naturaleza calcárea, mientras que existen zonas, como el valle del río Bullones y arroyo de

Terraza en donde la litología es eminentemente arcillosa, debido a su área fuente triásica (facies Keuper). Existen de forma esporádica pequeños afloramientos en donde su litología es arenosa, y es que su desarrollo se realiza sobre las facies "Utrillas" como ocurre en los depósitos aluviales de Baños de Tajo.

Al ser depósitos de formación reciente, se le ha asignado la edad de Holoceno.

3 TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

Regionalmente, la zona comprendida dentro del marco de la Hoja de Taravilla (24-20) se emplaza dentro de la zona oriental en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, entre el extremo oriental del Sistema Central, al Oeste y la fosa Calatayud-Teruel al Este.

Tectónicamente se caracteriza por la existencia de una cobertera deformada por la Orogenia Alpina dentro del nivel estructural medio (deformación por flexión) y apoyada sobre un zócalo Paleozoico que se deja ver únicamente en un reducido afloramiento al norte de la Hoja y cuya deformación hercínica se realizó bajo el frente superior de esquistosidad (nivel estructural inferior). Mecánicamente este zócalo, junto con los materiales discordantes del Buntsandstein, se comporta, durante la Orogenia Alpina, como un conjunto homogéneo y rígido. Sobre el tegumento de las facies Buntsandstein, descansan las facies arcillo-margosas del Triásico, que actúan como nivel plástico de deslizamiento y despegue entre los materiales infra y suprayacentes.

3.2 CICLO HERCINICO

3.2.1 Introducción

Los materiales paleozoicos que afloran en la Hoja, quedan situados tectónicamente en la prolongación de la zona Astur-Occidental Leonesa (LOTZE 1945, JULIVERT et al. 1972).

Estos depósitos que abarcan términos del Silúrico, han sufrido claramente una fase de deformación hercínica, que es la responsable de las principales estructuras.

A su vez y por esta misma fase de compresión, tiene lugar un aplastamiento generalizado que origina la esquistosidad existente en toda la zona.

En relación con esta fase o con posterioridad a ella, se ha desarrollado un sistema de fracturas subverticales, paralelas a las estructuras hercínicas tal como se observa en la Hoja núm. 24-19 (Molina de Aragón).

Mediante el estudio petrográfico de varias láminas delgadas, se ha puesto de manifiesto la existencia puntual de una débil crenulación que puede estar ligada a alguna fase tardihercínica. A su vez, esta fase sería la que originaría una serie de fracturas oblicuas a la estructura general.

Una vez depositados los sedimentos mesozoicos y paleozoicos sobre este zócalo paleozoico, se produce la orogenia Alpina que modifica las estructuras hercínicas y reactiva las fracturas existentes.

3.2.2 Pliegues

Los pliegues existentes en los materiales paleozoicos que afloran en la Hoja de Taravilla deben su origen a la primera y única fase de deformación hercínica que con claridad se observa en la zona de estudio.

Todos ellos corresponden a pliegues anisopacos sin ensanchamiento en las charnelas para los niveles incompetentes. Las intercalaciones cuarcíticas que aparecen se comportan, a su vez, como pliegues isopacos.

La dirección de estas estructuras es de N 150-160 E, siendo su plano axial subvertical aunque por lo general, con buzamiento E. Los flancos E, tienen unos buzamientos de 45-55° y los O alcanzan los 75-85°.

La amplitud de estos pliegues es del orden de los 300 m con una longitud máxima de 4,5 km.

3.2.3 Esquistosidad

Como consecuencia de los esfuerzos de compresión que deben su origen a la primera fase de deformación hercínica, se origina una esquistosidad de fractura (S_1) subparalela a los planos axiales con buzamientos E y O comprendidos entre los 60-90°.

La intersección de la esquistosidad (S_1) con la estratificación (S_0) da lugar a una laminación (L_1) que presenta cabeceros tanto al N como al S con direcciones N-S y N 145° E. estas variaciones se observan en las trazas axiales de los pliegues y deberían su origen a las fases tardías de la orogenia hercínica.

La existencia puntual de una incipiente crenulación (S_2) puesta de

manifiesto en el estudio de alguna de las muestras tomadas, nos hace pensar, se deba a dichas fases tardihercínicas.

Esta crenulación no se ha observado en el campo y tampoco existen variaciones en las estructuras descritas.

3.2.4 Fracturas

Con relación a las fracturas existentes, sólo se observan pequeñas fallas subverticales paralelas y oblicuas a la estructura, no cartografiables, que deberían su origen a fases tardihercínicas.

Hay que hacer constar que la fractura inversa existente a lo largo de toda la banda paleozoica, debe de tratarse de una falla tardihercínica reactivada en la orogenia alpina.

3.3 CICLO ALPINO

3.3.1 Generalidades

Englobados dentro de las características y directrices estructurales Alpinas, se observan distintos dominios tectónicos que se singularizan por el tipo y dirección de la deformación producida como consecuencia del piso estructural en el que se sitúan los materiales deformados.

El piso estructural más alto lo constituyen los depósitos jurásicos, cretácicos y cenozoicos que constituyen un conjunto competente con estructuras típicas de cobertera y frecuentemente independientes del zócalo. Los depósitos triásicos en facies Muschelkalk y Keuper, más incompetentes, dan lugar a superficies de despegue y disarmonías estructurales. Los depósitos margoarcillosos del Jurásico, las facies Weald y las facies Utrillas, se comportan también como materiales incompetentes, si bien, su incidencia estructural parece ser de menor importancia.

Los materiales por debajo del nivel de despegue, facies Buntsandstein, que afloran en la cuña comprendida entre el barranco de la Hoz y Tierzo, constituyen un tegumento que origina pliegues de revestimiento amplios que se adaptan perfectamente al basamento. Este último actúa como material rígido que frente a los esfuerzos alpinos responde dando grandes estructuras de fondo. Esto se observa mejor en Hojas próximas (Checa 25-21) que en la presente Hoja, donde únicamente en Ventosa del Ducado aflora parte del macizo de Ventosa-Teroleja (VILLENNA, 1968).

Las direcciones estructurales alpinas muestran, en el marco de la

presente Hoja, dos direcciones principales que se manifiestan en estructuras con un esquema de cross-folding con direcciones de E NE—OSO (dirección Guadarrama) y NO—SE a NNO—SSO (dirección Ibérica).

Tanto en las estructuras Guadarrama como en las estructuras Ibéricas, se observa que al pasar de unos dominios estructurales a otros, cambian tanto el tipo de deformación (pliegue fractura) como la dirección de la misma que queda suavemente modificada.

Este esquema de pliegues cruzados puede relacionarse en otras áreas (Hoja de Sigüenza 22-18) con la acción de dos fases de plegamiento (ALVARO, 1975) separadas en el tiempo, siendo la más antigua la que da pliegues NE—SO.

Existen datos en la Hoja de Taravilla (24-20) que permiten reconocer una última etapa compresiva posterior a la fase que dio lugar a los pliegues de dirección NO—SE.

3.3.2 Los movimientos Neociméricos y Austricos

En toda la región, la Formación Utrillas descansa discordantemente sobre depósitos más antiguos y significa una interrupción importante en el ciclo sedimentario mesozoico. Al considerar una región más amplia que la que se enmarca en esta Hoja, se observa cómo la Formación Utrillas descansa sobre distintas formaciones jurásicas y en zonas se apoya directamente sobre los materiales triásicos, Atienza (21-17); Barahona (22-17); Hiendelaencina (21-18).

Así en un mapa paleogeológico del substrato de la formación Utrillas, se aprecian cambios bruscos definidos por líneas que coinciden con estructuras visibles en superficie. Esto se explica por movimientos diferenciales de bloques del zócalo, con elevación de unos y consiguiente erosión, que alcanza niveles estratigráficos más o menos antiguos y hundimiento de otros, donde se favorece la sedimentación de los depósitos continentales del Cretácico inferior e incluso los términos Jurásicos más modernos se preservan de la erosión.

Es de destacar una línea o falla de zócalo de dirección NO—SE que incluye fallas como la de Somolinos (21-17), Terzaga (24-20) y que se continúa en la Hoja de Checa (25-21) por el límite septentrional del macizo del Nevero.

El hecho de que algunas de estas fallas controlen la sedimentación de los materiales Pérmicos (Falla de Somolinos) lleva a pensar en antiguos desgarres tardihercínicos (PARGA 1969) reactivados entre el Jurásico terminal y el Albiense quizá, en dos etapas: una anterior a la deposición de las

facies Weald (movimientos neociméricos), otra posterior y previa a la sedimentación Albiense (movimientos Austricos), al igual que sucede con otras áreas de la cadena (VIALLARD, 1973).

Es frecuente localizar en las calizas Jurásicas, juntas estilolíticas estratiformes anteriores a todas las transversas generadas durante las compresiones que originaron el plegamiento; sus picos se disponen perpendicularmente a la estratificación y se acompañan de gran cantidad de grietas de calcita. Esto implica una distensión importante anterior al plegamiento que podría relacionarse con los movimientos de bloques antes descritos. De esta forma los movimientos Neociméricos y Austricos, en este sector de la Cadena Ibérica, se pueden interpretar como movimientos en la vertical en régimen distensivo.

3.3.3 Estructuras de plegamiento

Las macroestructuras de dirección general ENE-OSO responden a una tectónica compresiva que origina pliegues y fallas de no más de 10 kms, de continuidad. Los pliegues se caracterizan por ser isopacos de plano axial subvertical y con flancos buzando entre 20 y 50° y una vergencia general hacia el SE. Acompañando a los pliegues hay fallas de poca continuidad y que únicamente suelen reflejarse en la mitad nororiental donde afloran los niveles estructurales más inferiores de la Hoja.

En Hojas próximas, se observa cómo los pliegues de dirección Guadarrama se cruzan con los de dirección Ibérica (NO-SE) formando figuras de interferencia en las que las trazas axiales Guadarrama resultan deformadas. En esta Hoja, se observa cómo las fracturas de dirección Ibérica interrumpen a las direcciones Guadarrama lo que puede interpretarse como indicativo de que se formaron en una primera fase de plegamiento independiente.

Al estudiar regionalmente la interacción de meso y macroestructuras de dirección Guadarrama y dirección Ibérica, se observa que la formación de ambas estructuras bien pudiera solaparse en el tiempo, al menos a partir de un cierto momento.

En las Hojas próximas de Barahona (22-17), Maranchón (23-18) y Milmarcos (24-18) se observa que en algunos puntos, los estilolitos Guadarrama disuelven o interrumpen a estilolitos de Ibérica, lo que nos lleva a la posible coetaneidad al menos momentánea, de las dos deformaciones.

En el ámbito de la Hoja de Taravilla (24-20) las estructuras Guadarrama, se ponen de manifiesto principalmente en el límite oriental de la Hoja prolongándose en la Hoja colindante de El Pobo de Dueñas (25-20). Así mismo, en el ángulo noroccidental se identifican pliegues laxos y de poca

longitud que llevan dirección Guadarrama. En la mesa cretácica que ocupa gran parte de la mitad suroccidental de esta Hoja, la dirección Guadarrama está ligeramente modificada y es poco patente por estar muy amortiguada de forma que los pliegues son laxos y de poca continuidad estructural.

Las estructuras de dirección Ibérica (NO-SE) son las dominantes en la Hoja.

En primer lugar se puede destacar el macizo paleozoico de Ventosa-Teroleja, que constituye una estructura de fondo en la que el zócalo cabalga hacia el NE sobre los materiales del tegumento y de la cobertera. Hacia su terminación suroriental la falla inversa que lo limita se encuentra modificada por la acción de los movimientos que generaron las últimas estructuras comprensivas (VILLENNA, 1968).

El río Tajo discurre por una franja donde las estructuras de dirección Ibérica quedan bien definidas por pliegues apretados con flancos buzando entre 40 y 80° y que localmente llegan a estar fallados. Estos pliegues se siguen en una longitud de hasta 20 kms, y se encuentran flanqueados a ambos lados por sendas áreas donde el Cretácico muestra una disposición tabular.

En el resto de la Hoja la cobertera mesozoica está afectada por pliegues isopacos, laxos, de plano axial subvertical y buzamientos en los flancos entre 10 y 40°; sus trazas axiales pueden alcanzar los 15 kms de longitud.

El gran accidente que se extiende desde Terzaga hasta Torete y que luego continúa en la Hoja de Molina de Aragón (24-19) corresponde a una falla inversa que puede haber rejugado sobre un accidente anterior distensivo que hubiera funcionado antes de la deposición cretácica.

La disposición que presentan los pliegues en las inmediaciones de este accidente indican que funcionó con una componente de desgarre dextral, acorde con la dirección de compresión durante la fase que dio lugar a las estructuras de dirección Ibérica. Esta falla parece constituir la prolongación suroriental de la línea de falla que arrancando en la falla de Somolinos (Hoja de Atienza 21-17), se continúa a lo largo de la cadena hacia el SE (falla Hespérica, ALVARO et al. 1978).

Una última etapa compresiva, retrasada en el tiempo respecto a la fase principal que dio las estructuras Ibéricas, se puede reconocer en la Hoja de Taravilla. Esta etapa es equiparable a la que se describe en las Hojas de Sigüenza (22-18) y Maranchón (23-18) allí responsable de la formación de cabalgamientos submeridianos y de las últimas microestructuras de disolución.

Esta última fase de deformación ha modificado el buzamiento de la falla inversa del macizo de Ventosa-Teroleja hasta dejarlo hacia el NE.

Este fenómeno fue acompañado por el deslizamiento de la cobertera sobre el Keuper hacia el OSO, desgajando, según interpretación de VILLENNA (1968), un bloque del zócalo con parte de su tegumento Triásico al norte de Tierzo.

Se puede relacionar con este deslizamiento de la cobertera el arco de pliegues y cabalgamientos entre Tierzo y el límite meridional de la Hoja, y el pliegue de dirección NNO-SSE y vergencia al Oeste entre Fuenbellida y Taravilla. En la vecina Hoja de Ablanque (23-19), existe también un cabalgamiento de similares características, también relacionable con esta última fase compresiva. No es posible con los datos disponibles actualmente, establecer si se trata de una fase de plegamiento posterior y diferente de la de dirección Ibérica o por el contrario una última etapa dentro de ella, pero el hecho es que da lugar a pliegues algo oblicuos (NNO-SSE) y con vergencia contraria a los de la fase principal Ibérica.

No existen datos precisos que permitan situar en el tiempo las fases compresivas que han generado la estructura alpina de la Hoja de Taravilla. Ateniéndose a las discordancias localizadas en otras Hojas (Zaorejas 23-10), pueden situarse entre el Oligoceno inferior y el Mioceno medio.

3.3.4 Las distensiones Postorogénicas

Es frecuente encontrar en esta región de la cadena Ibérica, fallas normales de variado desarrollo y que son posteriores a las estructuras de compresión. Un conjunto de estas estructuras son normales a la cadena, NNE-SSO y otras son longitudinales con dirección NO-SE. Estas se interpretan como resultado de una distensión al finalizar los esfuerzos compresivos de la fase orogénica (VIALARD 1973). Las fallas transversas pueden ser debidas a una distensión posterior responsable directa de la formación de la fosa de Teruel.

4 HISTORIA GEOLOGICA

4.1 CICLO HERCINICO

Los materiales paleozoicos existentes en la Hoja que nos ocupa, corresponden a sedimentos de edad Silúrica.

Seguidamente, con el fin de dar una visión completa de la serie paleo-

ESQUEMA TECTONICO

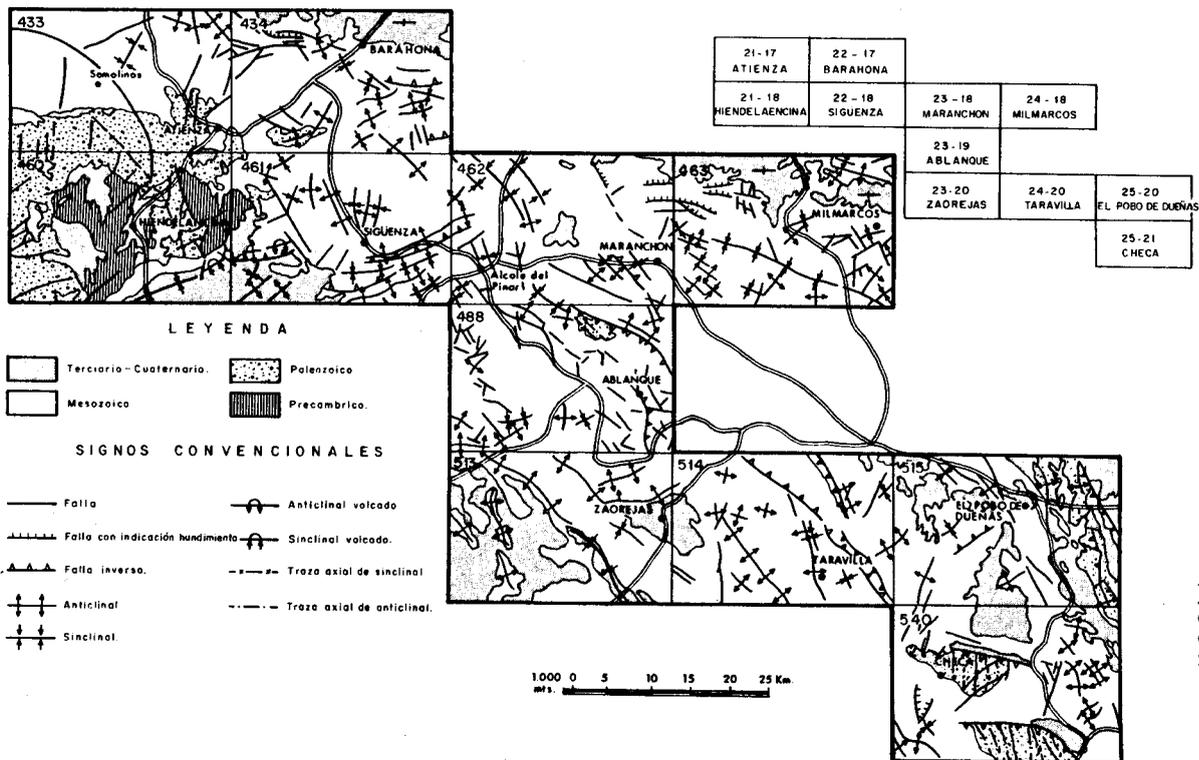


FIGURA 1

zoica, incluimos la paleogeografía de la misma, obtenida de los trabajos existentes en zonas limítrofes, así como de los datos obtenidos en la realización de las Hojas comprendidas en la Fig. 1.

Los afloramientos más antiguos que afloran, dentro de la región que comprenden las Hojas de estudio, corresponden al Arenigiense. No se han encontrado datos para suponer que existen materiales más antiguos, no obstante, el Cámbrico debe estar presente bajo la cuarcita armoricana, al menos en la zona más oriental de la región estudiada que corresponde a la prolongación de la zona Asturoccidental-Leonesa.

En el área más occidental de la región, se encuentra el entronque de la prolongación de la zona Asturoccidental-Leonesa con la zona centro Ibérica, en donde, fuera del contexto de las Hojas estudiadas, se observa que el contacto entre el Cámbrico y el Ordovícico se realiza mediante una importante discordancia cartográfica, resultado de los movimientos "sárdicos" puestos de manifiesto por diversos autores (JULIVERT et al. 1974).

Así pues, en la zona oriental, bajo la cuarcita armoricana yace una potente zona cámbrica no aflorante. Esta ausencia de afloramientos lo interpretamos como el resultado de una tectónica relativamente tranquila que es una constante tanto en las Sierras Menera y Pobo como en los macizos del Nevero y Tremedal, estos últimos dentro de la Hoja de Checa (25-21).

En la zona occidental, una vez finalizados los movimientos "sárdicos" que dieron como resultado el desmantelamiento de parte del Cámbrico, se inició una transgresión implantándose un régimen marino que va a sufrir pocas variaciones y que sin ninguna interrupción se mantendrá hasta, al menos, el Silúrico superior.

En la zona oriental, estas condiciones de sedimentación también son válidas y corresponden a una prolongación de las ya existentes durante el Cámbrico.

Durante el Ordovícico inferior, tiene lugar la deposición de la unidad de cuarcita armoricana, formada por cuarcitas, areniscas y pizarras, y que presenta potencias próximas a los 250 m, en la Sierra de El Pobo, aflorando menos de 10 m, en la Hoja de Checa (25-21).

Estas condiciones de la cuenca, con una sedimentación detrítica arcillosa, indican un ambiente típico de plataforma puesto de manifiesto por la presencia de abundantes huellas de reptación (Crucianas) y perforantes (Scolithos).

Este tipo de sedimentación se mantiene sin muchas variaciones durante el Ordovícico medio (Llanvirniense-Landeiloviense) depositándose grauvacas, cuarcitas, areniscas y pizarras, sedimentación propia de agua poco profunda con aportes intermitentes y heterogénicos. No obstante, se puede

apreciar cierta variación en la cuenca ya que mientras en Sierra Menera las cuarcitas presentan potencias muy reducidas, más bien se deba hablar de pasadas cuarcíticas, dentro de la Hoja de Checa (20-21), en el macizo del Nevero, los niveles cuarcíticos presentan espesores suficientemente importantes como para considerarlas como unidad cartográfica independiente.

Esta cierta intranquilidad de la cuenca, que produce diferencias de espesores, dentro de unas facies más o menos análogas, se continúa durante el Ordovícico superior (Caradociense-Asghilliense) apareciendo, como diferencias más acusadas, calizas y dolomías de tipo arrecifal, dentro de la serie. Estos sedimentos carbonatados presentan espesores muy variables, así en Sierra Menera sobrepasan los 100 m, mientras que en el macizo del Nevero, dentro de la Hoja de Checa (25-21) no supera los 6 m. Por otro lado, al Sur de la zona de estudio, en la Sierra de Albarracín, estas calizas y dolomías que se disponen en forma lenticular, se repiten varias veces (RIBA, 1959).

La base del Silúrico claramente transgresiva, se caracteriza por la aparición de sedimentos detríticos (cuarcitas) continuos en toda la región que podrían interpretarse como la repercusión de los movimientos tectónicos.

Posteriormente, se inicia la sedimentación de una serie potente de pizarras ampelíticas con fauna de Graptolites, que intercalan pasadas cuarcíticas o areniscosas que indicarían aportes intermitentes, que harían llegar a la cuenca arenas continentales. Estas condiciones se hacen más acusadas durante el Silúrico superior, donde los bancos de cuarcita son más continuos y potentes, lo que indica una tendencia a la somerización de la cuenca.

Por último, durante la orogenia Hercínica todos estos materiales descritos son plegados y fracturados por una fase de deformación.

La existencia de una incipiente crenulación se ha puesto de manifiesto en alguna de las láminas delgadas estudiadas, nos hace pensar en una posible segunda fase muy tenue o bien que sea consecuencia de la fracturación tandihercínica existente en toda la región.

4.2 CICLO ALPINO

La historia geológica del ciclo alpino reseñada en esta Hoja de Taravilla (24-20), es el resultado de los datos obtenidos en la elaboración de las Hojas comprendidas en la Fig. 1.

Los relieves originados durante la Orogenia Hercínica sufren un proceso de erosión a partir de la finalización de la misma. En el Pérmico se reanuda la sedimentación con depósitos continentales rápidos, que debieran estar sometidos a un intenso lavado, dentro de unas condiciones marcadamente

áridas, casi desérticas, como lo demuestra la aparición de cantos facetados por el viento y brechas cuarcíticas con escaso contenido en finos. Estos productos se depositan en cuencas continentales, controladas por las fracturas tardihercénicas.

Sincrónicamente a esta sedimentación, y como consecuencia de reajustes en el zócalo se producen emisiones volcánicas y subvolcánicas de tipo fisural, en forma de coladas, diques y materiales piroclásticos, en general de naturaleza ácida o intermedia. Estas emisiones se producen en los primeros estadios de la sedimentación pérmica, como lo prueba el hecho de encontrarlos directamente sobre materiales hercénicos. No obstante, hay que hacer constar, que parecen existir también emisiones más tardías intercaladas dentro de los materiales pérmicos (MARFIL y PEREZ GONZALEZ, 1977 y HERNANDO, 1977) al menos en zonas más orientales.

Posteriormente, se producen suaves deformaciones, así como una intensa erosión, que se manifiestan en una ligera discordancia entre el Pérmico y el Triásico inferior. Durante la sedimentación de los materiales post-hercénicos, existieron amplias zonas con falta de sedimentación pérmica, como lo demuestran los suelos alterados sobre materiales hercénicos y bajo los depósitos en facies Buntsandstein.

Así, los depósitos continentales en facies Buntsandstein, se depositan sobre materiales hercénicos y sobre los detríticos pérmicos, siempre con una clara discordancia erosiva. Estos depósitos se producen como consecuencia de un cambio brusco en la climatología del medio, instalándose en la cuenca un régimen típicamente fluvial, con abundancia de canales que transportan gran cantidad de material sólido.

Dentro del conjunto de facies Buntsandstein, es frecuente observar diferencias en su espesor, así como cambios laterales en la litología, todo ello como consecuencia del medio en que se depositan.

Finalizando la sedimentación de estas facies fluviales comienza una etapa transgresiva con la formación de cuencas marinas de poca profundidad ("facies lagoon") con aguas someras y tranquilas, en donde se depositan materiales carbonatados y que corresponden al conjunto denominado como facies Muschelkalk. Estas facies presentan pocas diferencias en su espesor dentro de la región estudiada, aunque se observa una disminución de éste en zonas orientales al área que nos ocupa.

La existencia de frecuentes niveles bioturbados dentro del contexto de las facies Muschelkalk, indica una escasa profundidad en el medio, así como velocidad de sedimentación no elevada.

Paulatinamente estas facies dan paso a escala regional, a la aparición de sedimentos arcillosos y yesíferos que caracterizan una cuenca de carácter

transicional (tipo sebkha) de marcada influencia evaporítica donde también y de forma esporádica se depositan finos niveles calcodolomíticos (facies Keuper).

A continuación, todavía durante el Triásico, se instalan unas condiciones marinas litorales (dolomías tableadas de Imón) pero que no son definitivas, ni enlazan con la sedimentación del Jurásico, ya que antes de la deposición de la Formación Carniolas de Cortes de Tajuña, vuelven a existir condiciones continentales como lo demuestra la recurrencia de facies arcillosas, por encima de las dolomías tableadas.

El paso Triásico-Jurásico se debe producir durante la deposición de las Carniolas de Cortes de Tajuña en un ambiente perimareal hipersalino, pudiendo interpretarse las características litológicas primitivas de esta formación, como un conjunto de dolomías con intercalaciones de evaporitas que, al menos, la parte inferior de la formación, dan como resultados una brecha de colpsamiento producida por la disolución de dichos niveles evaporíticos.

La sedimentación de la formación de calizas y dolomías de Cuevas Labradas se produce en un ambiente submareal a supramareal, aumentando la energía del medio en la última parte de la unidad. La aparición de margas verdes con microesporas y polen en el tercio superior de esta formación, indicaría influencias continentales (YEBENES et al. 1978). La deposición de las formaciones superiores ("margas grises de Cerro del Pez", "calizas bioclásticas de Barahona" y "margas y calizas de Turmiel") debe producirse en un medio marino de plataforma, con una salinidad normal, dada la frecuente presencia de ammonites.

Estas condiciones de deposición se mantienen constantes de forma general, no obstante, se producen una serie de pulsaciones con aporte de detríticos finos como lo demuestra la facies de la formación "margas grises del Cerro del Pez" y los miembros inferior y superior de "margas y calizas de Turmiel". También es de resaltar que durante este período, es decir, del Pleisbachiense al Toarciense, se produce la formación de dos superficies ferruginosas, una en el techo de la "Formación dolomías y calizas de Cuevas Labradas" y otra por encima de la "Formación calizas bioclásticas de Barahona", lo que demuestra que existió interrupción en la sedimentación al menos en dos ocasiones.

Durante el Dogger y hasta el Oxfordiense inferior (no aflorante en esta Hoja) se deposita un potente tramo calcáreo, bien representado en la zona de estudio. En general, se produce una disminución en los aportes detríticos finos y una tendencia a la somerización.

De forma que este tramo puede considerarse depositado en mar abierto,

de salinidad normal y con cierta tendencia a la somerización hacia el techo, desde donde aparecen facies más detríticas que culminan con una superficie ferruginosa que indica una interrupción en la sedimentación.

Posteriormente, ya en el Oxfordiense medio y hasta el Kimmeridgiense inferior, no aflorantes en esta Hoja, se vuelve a instalar un régimen marino abierto con salinidad normal y con aportes detríticos intermitentes y en ocasiones rítmicos. Estos aportes se generalizan hacia el techo donde aparecen calizas detríticas y calcarenitas.

Esta etapa claramente regresiva, continúa con la deposición de calizas oolíticas que intercalan niveles detríticos gruesos que indican una elevada energía dentro de la cuenca con lo que culmina la sedimentación Jurásica en la zona de estudio.

Durante el Jurásico terminal y el Cretácico inferior la región se encuentra emergida, debido a las principales fases Neociméricas, observándose una orientación preferente de bloques hundidos y levantados según una dirección NO-SE.

Estas características van a condicionar la sedimentación durante este período. Así, en muchos puntos sobre distintos niveles del Jurásico se dispone una serie detrítica y carbonatada (Facies Weald), que en esta Hoja de Taravilla (24-20) no alcanza a aflorar pero que en la zona de estudio se deposita en cuencas restringidas de carácter continental-lacustre, como lo evidencian la aparición de frecuentes niveles carbonatados con fauna y flora típicas de estos medios (calizas de Charáceas); por encima aparecen los depósitos detríticos de la formación Utrillas. Estas facies arenosas yacen indistintamente sobre términos jurásicos e, incluso, en la zona más occidental, llegan a erosionar a términos del Triásico superior (Carniolas y facies Keuper). Este hecho pone de manifiesto un importante período erosivo y de sedimentación controlado por el movimiento de bloques producido durante los principales impulsos austríacos y neociméricos.

A partir del Albiense superior y durante el Cenomaniense inferior se inicia una paulatina y constante transgresión marina. Esto es perfectamente visible, ya que los últimos estadios de la sedimentación continental en facies Utrillas, con frecuencia intercalan niveles discontinuos de calcarenitas ricas en ostreídos, así como también niveles margosos con pelecípodos y equínidos de pequeño tamaño.

Es durante el Cenomaniense cuando la aportación detrítica a la cuenca es escasa, y se instalan unas condiciones netamente marinas, que son constantes durante todo el Cenomaniense y Turoniense inferior, en donde las facies reconocidas evidencian una sedimentación propia de plataforma costera.

Durante el Turoniense las condiciones paleogeográficas de la cuenca varían algo, ya que de facies de plataforma costera se pasa a facies de mar abierto como lo demuestra la aparición de globotruncanas, globorotalias, etc. Estas condiciones se mantienen durante el Coniaciense y parte del Santoniense (calizas con foraminíferos bentónicos) aunque con menor intensidad, ya que a partir del Santoniense se inicia otra vez el proceso inverso, es decir, se pasa a facies más someras de plataforma (evidenciadas dentro del Santoniense superior y Coniaciense) hecho comprobado para toda la Cordillera Ibérica.

La cuenca marina regresiva continúa durante el Santoniense superior-Campaniense, período de tiempo en el que se producen condiciones mixtas en los medios intercalándose medios lagunares y marinos de plataforma, como lo evidencian el hecho de coexistir flora y fauna lagunar y fauna marina (hechos comprobados en la Cordillera Ibérica Sur). Para el caso concreto de las Hojas que nos ocupan, estos hechos no son evidenciables, ya que la casi totalidad de la serie superior Cretácica se encuentra dolomitizada, parece que en procesos post sedimentarios.

A partir del Campaniense superior-Maestrichtiense, se instala definitivamente un régimen lagunar, con aparición de los primeros aportes detríticos a la cuenca. El paso al Terciario inferior (Paleoceno) se realiza de un modo gradual y dentro del ya mencionado medio lagunar en el que se individualizan cuencas, que dan lugar a materiales de litología distinta (Hoja de Zaorejas 23-20).

Durante el Paleoceno y Eoceno inferior, estas condiciones se siguen manteniendo, y es ya en el Eoceno superior cuando, dentro de la zona de estudio y debido a los primeros levantamientos de las fases alpínicas, las cuencas empiezan a experimentar una elevada acumulación de detríticos groseros, que durante el Oligoceno inferior y medio se intensifican. La fases finales de colmatación de las cuencas corresponden a interrupciones en los movimientos alpínicos ya que no se producen aportes groseros, sino que por el contrario, se instalan cuencas de carácter lacustre, como lo evidencian la aparición de gruesos tramos de calizas de algas y charáceas. Posteriormente todo el conjunto vuelve a ser afectado por las últimas fases de plegamiento, produciéndose un arrasamiento de las zonas elevadas y preservándose el resto en pequeñas cubetas sinclinales.

Durante el Oligoceno superior y Mioceno inferior el ciclo sedimentológico vuelva otra vez a repetirse, produciéndose un intenso aporte detrítico procedente de los relieves levantados en áreas próximas. Este ciclo que reúne las mismas características que el anterior, culmina durante el Mioceno inferior, con cuencas tranquilas en donde se desarrolla un medio lacustre (calizas

de algas, niveles con lignitos, calizas de gasterópodos y charáceas). Este hecho es observable en el borde Este de la Hoja de Zaorejas (23-20) y Oeste de Taravilla (24-20). Estos materiales son afectados, aunque ligeramente, por reajustes estructurales dentro de las cuencas, produciéndose asentamientos y pequeñas deformaciones.

Durante el Mioceno medio y Plioceno, existen cuencas con mayor entidad (fosa del Tajo) en donde continúa la sedimentación detrítica, con aportes de materiales gruesos, medios y finos. Estos aportes culminan con la instalación generalizada para toda la meseta de un régimen lacustre (caliza del Páramo) fuera del marco de esta Hoja.

También durante el Plioceno y en puntos localizados del área de estudio se desarrollan unos depósitos de naturaleza detrítica (arcillas y cantos cuarcíticos) procedentes de los relieves paleozoicos reactivados por la orogenia Alpina, y que rellenan en la mayoría de los casos cubetas por regla general de origen tectónico enmascarando la posible existencia de fracturas en las unidades de cobertura mesozoica. Estos materiales que posiblemente sean coetáneos a los depósitos de "raña", en zonas más septentrionales y fuera del área de estudio, reúnen una características sedimentológicas y paleoclimáticas equivalentes.

A partir del Plioceno superior y durante el Cuaternario comienza la instalación de la actual red hidrográfica y en el que se desarrollan numerosos cambios climáticos como lo evidencian la existencia de numerosas terrazas fluviales, así como también superficies de erosión que son rellenas por depósitos con morfología de glacis. Estos depósitos que pertenecen a los primeros estadios de la sedimentación cuaternaria, son posteriormente disecados por una incipiente red fluvial que en la actualidad se está desarrollando.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja de Taravilla (24-20) son inexistentes las labores mineras activas y abandonadas de minerales metálicos y tampoco se localizan indicios minerales que sean presagio de futuras explotaciones.

En lo concerniente a minerales no metálicos únicamente se conoce la explotación de pequeñas salinas en las arcillas margas y yesos en facies Keuper (T_{G3}) en las proximidades de Tierzo.

En cuanto al aprovechamiento de rocas con fines industriales se explotan, sobre todo al Sur de la Hoja, donde la potencia es mayor, arenas en facies Utrillas (C_{16-21}^{0-1}). Tal vez sean éstas las explotaciones de recursos naturales de mayor importancia en todo el ámbito de la Hoja. Así mismo, son de interés potencial las calizas y dolomías tableadas jurásicas (J_{1-13}^{0-2}), las calizas también jurásicas (J_{14-31}^{3-2}) y las calizas nodulosas con fauna del Turoniense (C_{22}^{2-3}). Algunos de estos paquetes calcáreos se explotan artesanalmente, si bien coyunturalmente y en función de las necesidades, regionalmente son frecuentemente utilizadas las dolomías de las facies Muschelkalk (T_{G_2d}).

5.2 HIDROGEOLOGIA

La precipitación media anual en la Hoja es de 550 mm (300 Hm^3).

La red de drenaje comprende parte de algunas subcuencas vertientes directamente al río Tajo y de sus afluentes, La Ramblas de Villanueva, Cabrillas, Gallo, río de Piqueras, Bullones y Arandilla, algunas de cuyas características se han reflejado en la figura 2. No existe en ninguno de los cursos de la Hoja ninguna obra hidráulica de entidad, siendo la única estación de aforo de caudales la E-30 m, en el río Gallo en Ventosa que con una cuenca vertiente de 944 Km^2 registra una aportación y déficit de escorrentía medios anuales de 73,2 mm y 518 mm, respectivamente.

Hidrogeológicamente, la Hoja está dividida en dos sistemas por el núcleo Triásico impermeable que la recorre de N a SE.

El sistema E comprende a los acuíferos existentes en las calizas y dolomías del Jurásico con buena permeabilidad en conjunto por fisuración que parecen estar drenadas por el río Gallo.

El sistema occidental comprende los acuíferos existentes en las series calco-dolomíticas del Jurásico y Cretácico de buena permeabilidad por fisuración aumentada en algunos tramos por la karstificación. Este conjunto tiene buena capacidad de infiltración y está drenado por el río Tajo que por su encajamiento de unos 300 m, hace previsibles espesores considerables de formaciones no saturadas. No obstante, la presencia de tramos margosos y detríticos de menor permeabilidad en estas series, produce en las áreas menos deformadas estructuralmente la existencia de acuíferos colgados de entidad muy variable cuya descarga se efectúa a través de fuentes en contactos y fracturas.

La calidad del agua de las áreas calco-dolomíticas es previsiblemente

Figura 2
Características hidrológicas

Características	T A J O							
	Cuenca y Río	Subcuenca Tajo	Rambla de Villanueva	CABRILLAS	GALLO	Río Piqueras	BULLONES	ARANDILLA
Núm. de clasificación C.E.H.		3	30101	30104	30106	3010601	3010603	3010604
Superficie total de la Cuenca (Km ²)		55768,78	162,24	206,10	1310,97	159,10	175,85	105,87
Superficie de la Cuenca en la Hoja (Km ²)		1429	1410	1429	1369	1382	1430	1250
Cota máxima de la Cuenca en la Hoja (Km ²)		870	1325	1000	890	1130	960	920
Cota mínima de la Cuenca en la Hoja (Km ²)		28,8	-	13,8	22,0	-	23,4	3,1
Longitud del curso en la Hoja (Km ²)		0,5	-	0,4	0,4	-	1,1	0,3
Pendiente del curso %		-	-	-	E-30	-	-	-
Estaciones de aforo más próximas		-	-	-	94,4	-	-	-
Superficie de la Cuenca de la Estación (Km ²)		-	-	-	732	-	-	-
Aport Med./Defict. Esco. mm mm		-	-	-	518	-	-	-

aceptable y pudiendo ser alterada en la zona N-SE por la presencia de las facies evaporíticas del Trías tanto en aguas superficiales como subterráneas.

Finalmente, la vulnerabilidad de los acuíferos en las series calcodolomíticas a la contaminación es muy alta.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADELL, F.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; TENA-DAVILA, M. (1978).— "Memoria y Hoja Geológica, núm. 434 (Barahona). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). IGME. Madrid.
- ADELL, F.; BASCONES, L.; MARTINEZ ALVAREZ, F.; TENA-DAVILA, M. (1978).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 463 (Milmarcos). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). IGME. Madrid.
- ADELL, F.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; TENA-DAVILA, M. (1978).— "Memoria y Hoja Geológica núm. 461 (Sigüenza). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). IGME. Madrid.
- AGUILAR, M.; RAMIREZ DEL POZO, J.; RIBA, O. (1971).— "Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior en la zona de Utrillas-Villaroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geológicos*, vol. XXVII, pp. 497-512.
- AGUIRRE, E.; DIAZ, M.; PEREZ GONZALEZ, A. (1976).— "Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur Española". *Trabajos Neog. Cuaternario (C.S.I.C. Madrid)*. 5:7-29.
- ALVARO, M. (1975).— "Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y de la Cordillera Ibérica). *Estudios Geológicos*, núm. 31, pp. 241-248.
- ARCHE, A.; HERNANDO, A.; RAMOS, A.; SOPEÑA, A.; VIRGILI, C. (1975).— "Distinction between environments in the permian and basal triassic red beds in cent. S.P.A.". *IX Congreso Internacional de Sedimentologie, Nice*, núm. 5, pp. 9-12.

- BARD, J.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. (1970).— Les grands traits stratigraphiques tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et Guadarrama". *C.R., Acad. Sc. Paris*, Tomo 270, pp. 2.650-2.633.
- BARGALLO, M. (1928).— Graptolites de Sierra Menera". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVIII, pp. 258. Madrid.
- BASCONES, L.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARTINEZ ALVAREZ, F.— "Memoria y Hoja Geológica núm. 433 (Atienza). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). IGME, Madrid.
- BASCONES, L.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; MARTINEZ ALVAREZ, F.— "Memoria y Hoja Geológica núm. 460 (Hiendelaencina). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). IGME, Madrid.
- BASCONES, L. y MARTINEZ ALVAREZ, F.— "Memoria y Hoja Geológica núm 462 (Maranchón). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie). IGME, Madrid.
- BRENINER, P.; WIEDMANN, J. (1974).— "Nuevas aportaciones al conocimiento del Weald Celtibérico Septentrional y sus relaciones topográficas". *I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Cuenca*, pp. 123-134.
- BRINKMAN, R. (1962).— Aperçu sur les Chaines Ibériques du nord de L'Espagne. Livre Mem. P. Fallot". *Livre Mem. P. Fallot (Soc. Geol. Fr. H.S.)*, núm. 1, pp. 291-299.
- CANEROT, J. (1969).— "La question de l'utrillas dans le Domaine Ibérique (Espagne)". *C. R. Somm. Soc. Geol. Francia*, pp. 11-12.
- CANEROT, J. (1975).— "Sur la stratigraphie de L'Hauterivien epicontinental du Maestrazgo Central". *I Simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Cuenca*, pp. 113-122.
- CAPDEVILA, R.; MATTE, P. y PARGA PONDAL, I. (1964).— "Sur le presence d'une Formation porphyroide, Infracambrienne en Espagne". *C. R. Somm. Sol. Geol. France*, núm. 1, pp. 149.
- CAPOTE, P.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASAL, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977).— "The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif". *Estudios Geológicos*, núm. 33, pp. 343-355.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J. (1976).— "Las series Anteorodóvicas del Sistema Central". *Boletín Geológico y Minero. (España)*, núm. 85, pp. 581-596.
- CARLS, P.; GANDL, Y. (1969).— Stratigraphie und conodonten des unter Devons des ostlichen Iberischen ketten". *N. Ib. Geol. Pálaont.*, vol. 132, núm. 2, pp. 155-218.

- CASTELL, C. (1881).— "Provincia de Guadalajara. Descripción Geológica". *Boletín Comisión Mapa Geológico España*, Tomo 8, pp. 157-264.
- CERVERA, A.; PARDO, G.; VILLENNA, J. (1976).— "Algunas precisiones litoestratigráficas sobre la formación de lignitos de Escucha". *Tecniterrae*.
- COMAS RENGIFO, M.J. (1974).— "Estudio Paleontológico y Bioestratigráfico del Jurásico de Ribarredonda, Guadalajara". *Tesis de Licenciatura inédita*, Universidad de Madrid.
- COMAS RENGIFO, M.J.; GOY, A. (1975).— "Estratigrafía y Paleontología del Jurásico de Ribarredonda (Guadalajara)". *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 297-339.
- COMAS RENGIFO, M.J.; GOY, A.; PEREZ GONZALEZ, A. (1975).— "Identificación Cretácico inferior en la Región comprendida entre Canales del Ducado y la Fuentesaviñán". *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 369-373.
- CONCHA DE LA, S. (1962).— "Nuevos yacimientos fosilíferos del Oligoceno lacustre de la provincia de Guadalajara". *Not. y Com. IGME*, núm. 67, pp. 159-162.
- CRUSAFONT, MELENDEZ y TRUYOLS (1960).— "El yacimiento de vertebrados de Huermeceles del Cerro (Guadalajara)". *Estudios Geológicos*, núm. 16, pp. 243-254.
- CRUSAFONT, M. y QUINTERO, I. (1970).— "Noticia Preliminar acerca de un nuevo yacimiento de mamíferos fósiles de la Provincia de Guadalajara". *Act. Geol. Hisp.*, pp. 102-104.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960).— "El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica". *Not. y Com. IGME*, núm. 60, pp. 127-140.
- CRUZ DE LA, B. (1976).— "Análisis metalogenético del yacimiento de uranio de Mazarete (provincia de Guadalajara)". *Tesis Doctoral*.
- CUTANDA PERALES (1969).— "El Terciario continental de Villaseca de Henares". *Cuadernos de Geol. Ibérica*, núm. 1, pp. 77-119.
- DE LA PEÑA BLASCO, J.A. (1972).— "Estudio petrogenético del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos*, vol. 28, pp. 219-266.
- DE LA PEÑA, J.A. y MARFIL, R. (1975).— "Estudio petrológico del Pérmico de la Cordillera Ibérica: zona de Torre de Hija, in. 1 de Molina de Aragón". *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 513-530.
- DE LA PEÑA, J.A.; MARFIL, R. y RAMOS, J.L. (1979).— "Desarrollo del magnetismo en el tránsito paleozoico-mesozoico de la Cordillera Ibérica:

- los basaltos de la zona de Ojos Negros. (Guadalajara-Teruel)". *Estudios Geológicos*. (En prensa).
- DE LA PEÑA, J.A. y YEBENES, A. (1976).— Procesos diagnéticos en las rocas carbonáticas del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica". *Congreso del Triásico y Pérmico en España*, *Inédito*.
- DEREIMS, A. (1893).— "Mapa geológico de la provincia de Teruel, E. 1:500.000 (Paleozoico, Trías, Jurásico, Cretácico y Terciario)". *A. de Geographie*, núm. 2.
- DIAZ MOLINA, M. (1974).— "Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)". *Estudios Geológicos*, núm. 30, pp. 63-67.
- DIAZ MOLINA, M. (1978).— "Bioestratigrafía y Paleografía del Terciario al E de la Sierra de Altomira (Cuenca)". *Tesis Doctoral de la Universidad Complutense*, *Inédito*.
- DIAZ MOLINA, M. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979).— "El Terciario de la Depresión Intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía". *Estudios Geológicos*.
- DOUXAMI, H. (1911).— "Observations Géologiques sur la Sierra de Guadalajara. España". *Ann. Sol. Geol. du Nord*, núm. 11, pp. 35.
- ESQUERRA DEL BAYO, J. (1860).— "Excursión geol desde Hiende-laencina a Trillo y Ablanque en la parte de la provincia de Guadalajara conocida como Alcarria". *Revista Minera*, núm. 1.
- FALLOT, P. y BATALLER, R. (1951).— "Observations on sujet de divers travaux recents sur le bas Aragón et la Chaîne Ibérique". *Bull. Inst. Catalan. Hist. Natural*, núm. 31, pp. 49-59.
- GABALDON LOPEZ, V y DE LA PEÑA BLASCO, J.A. (1973).— "Estudio petrológico del Carbonífero-Pérmico y Triásico inferior del NW de Molina de Aragón". *Estudios Geológicos*, vol. 29, pp. 63-75.
- GARCIA PALACIOS, M.C. y LUCAS, J. (1977).— "Le bassin Triasique de la branche Castellane de la Chaîne Ibérique. II geochomie". *Cuad. Geol. Ibérica*, núm. 4, pp. 355-368.
- GARCIA, M.C.; LUCAS, J.A.; DE LA PEÑA, J.A. y MARFIL, R. (1976).— "La cuenca Triásica de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Petrografía y mineralogía". *Congreso del Triásico y Pérmico en España*, *Inédito*.
- GARCIA PALACIOS, M.C.; LUCAS, J.; DE LA PEÑA, J. y MARFIL, R. (1977).— "La cuenca Triásica de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. I. petrografía y mineralogía". *Cuad. Geol. Ibérica*, núm. 4, pp. 341-354.

- GLADFELTER, B.G. (1971).— "Meseta and campaña landforms in Central Spain: a geomorphology of the Alto Henares basin". *The Univ. Chicago. Dpt. Geography, Research*, pp. 130-204.
- GLADFELTER, B.G. (1972).— "Pleistocene terraces of the Alto Henares (Guadalajara). Spain". *Quater. Res.*, núm. 2, pp. 473-486.
- GOMEZ, J.J. (1978).— "El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". Tesis Doctoral. Publicado en: *Seminarios de Estratigrafía*. Monografía núm. 4, 683 págs.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A.— "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas, del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos*. (In litt.).
- GOY, A. (1971).— "El límite Pliensbachense-Toarciense en Establés (Guadalajara)". *Estudios Geológicos*, vol. 27, pp. 9-11.
- GOY, A. (1974).— "El Lías mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". *Colpa*, núm. 26, pp. 9-11.
- GOY, A. (1974).— "El Lías de mitad norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica". Serie B: *Publicaciones de Departamentos, Facultad de Geología, Universidad Complutense. Madrid*, núm. 14, pp. 1-35.
- GOY, A.; ALFEREZ, F. (1974).— "Algunas observaciones sobre la bioestratigrafía del Lías de Maranchón (Guadalajara)". *Colpa*, núm. 25.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J.; YEBENES, A. (1976).— "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). Unidades litoestratigráficas". *Estudios Geológicos*, vol. 32, pp. 391-423.
- GOY, A.; ROBLES, F. (1975).— "El Jurásico de Turmiel". *Estudios Geológicos*, vol. 31, pp. 261-283.
- GOY, A.; YEBENES, A. (1977).— "Características, extensión y edad de la formación dolomías tableadas de Imón". *Cuad. Geol. Ibérica*, núm. 4, pp. 375-384.
- GRAMBAS, T.L. (1974).— "Charophytes du Cretace superieur de la región de Cuenca". *I symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Cuenca*, pp. 64-84.
- GREILING, L. (1960).— "Die Grence Ordovizium Silur in mediterranem". *Raum, J. Die Gerolltongschiefer*. Unveroffentlichter Manuskript. *Heidelberg*.
- GUTIERREZ, E y ROBLES, F. (1976).— "Bioestratigraphie du Senonien continental des environs de Villalba de la Sierra (Cuenca)". *Montpellier*, vol. 2, núm. 2, pp. 2-17.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L. (1977).— "Las acumulaciones periglaciares del macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín)". *Boletín Geológico y Minero*, tomo 88, vol. 2, pp. 109-115.

- GUTIERREZ HERRERO, G. (1975).— "Bioestratigrafía del Senoniense continental de los alrededores de Villalba de la Sierra (Cuenca)". *Tesis de Licenciatura. Inédita. Dpto. de Paleontología. Universidad de Granada.*
- HMMANN, W y SCHMIDT, K. (1972).— "Eine Llandeilo fauna aus der ostlichen Sierra de Guadarrama". *N. y B. Geol. Paleont. M.*, núm. 5.
- HARTLEB, J. (1969).— "Stratigraphie, tektonik und verezung in dem orthichen. hesperischem. Spanien (Mit beitroguber die einsenerz lo-gerstätten von Ojos Negros. Teruel)". *Disserf. Heidelberg.* 103 pp.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1943).— "Observaciones respecto al Paleógeno continental hispánico". *Las Ciencias*, núm. 3, pp. 545-555.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y MACAN VILAR, F. (1958).— "Itinerario geológico Madrid-Zaragoza por la C. N. II (Kms. 0 al 320)". *M.O.P.*, núm. 14, pp. 1-139.
- HERNANDEZ SANPELAYO, P. (1942).— "Mapa de las Montañas Celtibéricas y de las Sierras de Segovia y Guadalajara. Hespéricas y parte del Guadarrama. E. 1:400.000". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, núm. 45, pp. 410-411.
- HERNANDO COSTA, S. (1973).— "El Pérmico en la región de Atienza-Somolinos (provincia de Guadalajara)". *Boletín Geológico y Minero*, tomo 84, vol. 4, pp. 231-235.
- HERRANZ ARAUJO, P. (1968).— "Nota preliminar sobre el estudio geológico del Norte de Sierra Menera (Cordillera Ibérica)". *Acta Geológica Hispana*. Año III, núm. 3, mayo-junio, pp. 49-53.
- IGME (1975).— "Estimación del potencial minero en el subsector VII Centro-Levante. Area 1. Almohaja-Sierra Menera-Pedregales".
- J.E.N. (Proyecto núm. 141) (1975).— "Investigación de minerales de uranio en el Trías de Guadalajara (Ibérica)".
- J.E.N. (Proyecto núm. 142) (1975).— "Fase Previa de Investigación en las zonas de Mazarete Este y Oeste".
- J.E.N. (Proyecto núm. 144) (1975).— "Fase Previa de Investigación en la zona de El Pobo de Dueñas (Guadalajara)".
- J.E.N. (Proyecto núm. 161) (1975).— "Investigación de minerales de uranio en la zona de Peñalén-Baños-Peralejos".
- KINDELAN, V. y RANZ, M. (1918).— "Criaderos de hierro de Guadalajara y Teruel". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp. "Criaderos de hierro de España"*. T. III, vol. 1, p. 230. Madrid.
- LOTZE, F. (1929).— "Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien)". *Beirt West, Medit. Abh. N.F.* t. 14, núm. 2. Bellin.
- LUCAS, J.; GARCIA, M.C.; MARFIL, R. y DE LA PEÑA, J.A.

- (1976).— "Le basin triasique de la Branche Castellane de la Chaîne Ibérique III-Histoire". *Congreso del Triásico y Pérmico en España, Inédito*.
- MARFIL PEREZ, R. (1969).— "Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica". *Tesis Doctoral, Inédito*.
- MARFIL PEREZ, R. (1970).— "Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos*, vol, 26, núm. 2, pp. 113-161.
- MARFIL PEREZ, R. y PEREZ GONZALEZ, A. (1973).— "Estudio de las series rojas pérmicas en el sector nor-occidental de la Cordillera Ibérica". *Estudios Geológicos*, vol, 29, pp. 83-98.
- MELLENDEZ HEVIA y RAMIREZ DEL POZO, J. (1972).— "El Jurásico de la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira. Ensayo de Correlación". *Acta Geológica Hispánica C.S.I.C.*
- MELLENDEZ HEVIA, F. (1972).— "El Cretácico superior-Terciario inferior de la Serranía de Cuenca y la Sierra de Altomira". Ensayos de Correlación. *Acta Geológica Hispánica, C.S.I.C.*
- MELLENDEZ HEVIA, F. (1973).— "Estudio geológico de la Serranía de Cuenca en relación a sus posibilidades petrolíferas". *Tesis Doctoral, Publicaciones Facultad de Ciencias. Serie A*, núm. 153-154.
- PALACIOS, P. (1879).— "Reseña física y geológica de la parte norte de la provincia de Guadalajara". *Boletín Comisión Mapa Geológico España*, tomo 6, pp. 321-352.
- PARGA, J.R. (1969).— "Sistema de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico". *Trabajos de Lab. de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.
- RAMIREZ DEL POZO, J. y MELLENDEZ HEVIA, F. (1972).— "Nuevos datos sobre el Cretácico inferior en facies Weald de la Serranía de Cuenca". *Boletín Geológico y Minero*, tomo 83, vol. 6, pp. 1-13.
- RIBA ARDERIU, O. (1959).— "Estudio Geológico de la Sierra de Albarra-cín". *Consejo Superior de Investigaciones Científicas*.
- RICLON, A.; ORDOÑEZ, S.; DE LA PEÑA, J.A. (1974).— "Tratamiento estadístico de los datos sedimentológicos de los materiales de Facies Utrillas". *Congreso del Grupo Español de Sedimentología (Bellaterra-Tremp*, pp. 34-36.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA, A. y GOY, A. (1971).— "El Jurásico en el sector central de la Cordillera Ibérica". *Cuadernos Geología Ibérica*, vol. 2, pp. 309-320.
- SACHER, L. (1966).— "Stratigraphie und Tektonik der nordwestlichen Hesperischen kettenbie Molina de Aragón/Spanien. Teil I (Palaeozoikum)". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh*, núm. 124, pp. 151-167. Stuttgart.
- SCHAFER, G. (1969).— "Geologie und petrographie im ostrichen kasti-

- lichen kauptzscheide gebirge". *Munstersche Forschungen zur Geologie und Palaontologie*, núm. 10, pp. 1-207.
- SCHRODER, E. (1930).— "Das Grezgebiet von Guadarrame und Mesperische. Ketten (Zentralspanien)". *Abh. d. Ges. d. Wiss. Gottingen, Math. Phys. Kl. N.F.* 76 (3), pp. 119-180. Traducido en Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España, núm. 4, pp. 235-292. "La zona limítrofe del Guadarrama" (1948).
- SCHWENZNER, J.E. (1937).— "Zur Morphologie des Zentrabpanischen Hoclandes". *Geogr. Abhl. Stuttgart*, vol. 10.
- SOERS, E. (1972).— "Stratigraphie et geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama". *Studia Geologica*, núm. 4, pp. 7-94.
- SOMMER, W. (1965).— "Stratigraphie und tektonik im ostl. Guadarrama-Gebirge". *Arbeiten aus dem Geologisch-Palaontologischen Institut der Westf. Wilhens-Universitat. Munster*, núm. 1, pp. 1-159.
- TRURNIT, P. (1966).— "Stratigraphie und tektonik der sudosthichen S. del Tremedal (Hesperische Ketten, Spanien)". *Zeith, Deust. Geol. Sesell.* B. 115, pp. 679-681. Hannover.
- TRURNIT, P. (1967).— "Palaozoikum mesozoiher. Rhamen in Seteil der Sierra del Tremedal. (Hesperischen kettem). Spanien". *N. Jb. Geol. Palay. Abh. Bd. 127*, pp. 349-365.
- VIALARD, P. (1973).— "Recherches sur le cicle Alpine dans la Chaîne Ibérique Sud-occidentale". *Tese des Sciences naturelles. Université Paul Sebatier. Toulouse*.
- VILLENA MORALES, J. (1968).— "Nota acerca de un cabalgamiento en la región de Tierzo-Teroleja. (Provincia de Guadalajara)". *Acta Geológica Hispánica*. Año III, núm. 4, pp. 3-8.
- VILLENA MORALES, J. (1971).— "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal". *Tesis Doctoral. Inédito*, pp. 1-255.
- VILLENA MORALES, J. (1976).— "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina y Monreal (Paleozoico)". *Bol. Geol. Min.*, tomo LXXXVII-IV. 1976, pp. 1-26.
- VILLENA, J. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1974).— "Estratigrafía del Cretácico de la región de Molina de Aragón". *I simposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Cuenca*, pp. 169-188.
- VILLENA, J.; RAMIREZ DEL POZO, J.; LINARES, A. y RIBA, O. (1971).— "Características estratigráficas del Jurásico de la región de Molina de Aragón (Monreal del Campo-Zaorejas)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 2, pp. 355-374.

- VIRGILI, C. (1977).— "Le Trías du nord de L'Espagne". *Coloque sur le Trías de la France et des Pays limitrophes. Orleans* 11-15.
- VIRGILI, C. et PEREZ GONZALEZ, A. (1970).— "Quelques travertins du rebord nord-est du bassin tertiaire du Tajo". *Bull. Assoc. de Geographes Français*, núm. 377-378.
- WIEDMANN, M.E. (1974).— "Subdivisiones y precisiones bioestratigráficas en el Cretácico superior de las Cadenas Celtibéricas". *I Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Cuenca*, pp. 135-154.
- YEBENES, A. (1974).— "Estudio petrológico y geoquímico de las carniolas del Cretácico superior de la Serranía de Cuenca". *I Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica. Cuenca*, pp. 111.
- YEBENES, A. (1973).— "Estudio petrogenético de las carniolas de la Cordillera Ibérica". *Memoria para optar al grado de Licenciatura de Ciencias Geológicas. Inédito*, pp. 1-138.