



IGME

437

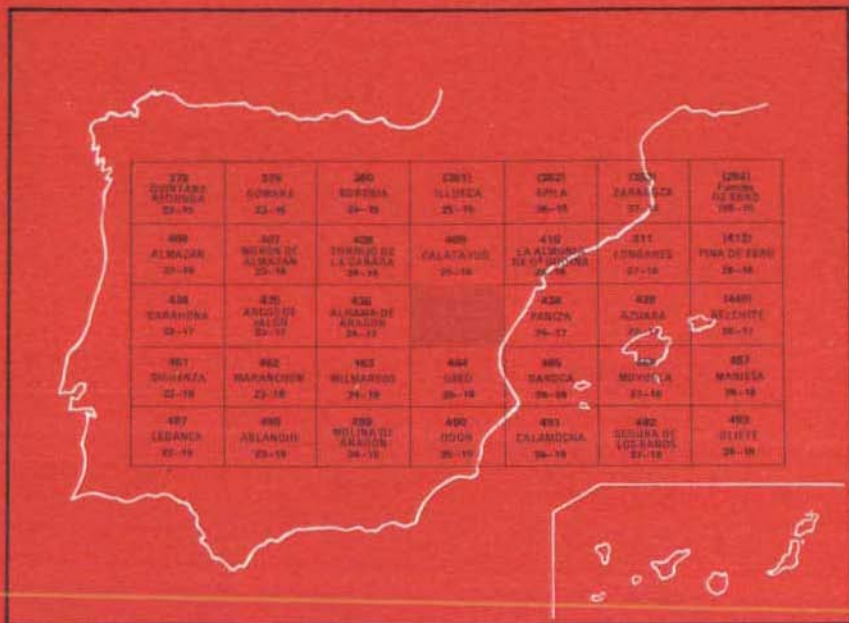
25 · 17

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ATECA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ATECA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A. dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía: P. del Olmo (C.G.S.), A. Hernández (C.G.S.) y E. Aragonés (C.G.S.).

Geomorfología: P. del Olmo, E. Aragonés y M. Gutiérrez (Univ. Zaragoza).

Formaciones superficiales: P. del Olmo y E. Aragonés.

Secciones estratigráficas: A. Hernández, P. del Olmo, E. Aragonés, C. Puigdefábregas (Univ. Barcelona) y J. Giner (Univ. Barcelona).

Petrología y Sedimentología de laboratorio: M.J. Aguilar (C.G.S.).

Micropaleontología: M.C. Leal (C.G.S.).

Macropaleontología: Trilobites y Graptolites: J. C. Gutiérrez (Univ. Madrid), y M. Gil (Univ. Madrid). Micromamíferos: R. Adrover (Univ. Lyon).

Laboratorios: C.G.S., Estratigrafía de Madrid.

Memoria: P. del Olmo, E. Aragonés, J.M. Portero (C.G.S.) con la colaboración de M. Gutiérrez, M.J. Aguilar y M.C. Leal.

Coordinación y dirección por C.G.S.: J.M. Portero.

Dirección y Supervisión: V. Gabaldón (I.G.M.E.).

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

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

Depósito Legal: M. 28.008 - 1983
I.S.B.N.: 84-7474-211-0

Imprime Gráficas Topacio, S.A. - Príncipe de Vergara 210 - Madrid-2

INTRODUCCION

La hoja de Ateca se encuentra situada en la Cordillera Ibérica correspondiendo la totalidad del área que abarca a la provincia de Zaragoza y formando parte de las cuencas de los ríos Jalón, Jiloca y Piedra.

Desde el punto de vista del relieve se caracterizan dos unidades netamente diferentes. En la mitad occidental aparece un relieve accidentado caracterizado por sierras y valles que con dirección NO-SE se desarrollan entre los 600 y 1.265 m. La mitad oriental se caracteriza por un relieve esencialmente plano únicamente interrumpido por el valle del río Jiloca y los arroyos y ramblas afluentes del mismo que se encajan en una superficie desarrollada a los 950 m de altitud.

La red fluvial está constituida por el río Jalón y sus afluentes: Piedra, Jiloca y Perejiles (Cuenca del Ebro). El río Piedra discurre profundamente encajado por el tercio occidental de la hoja quedando sus aguas represadas en el Pantano de la Tranquera que se sitúa dentro del área que ocupa la hoja. Los ríos Jalón, Jiloca y Perejiles dan lugar a amplias vegas encajadas en la planicie que ocupa la mitad oriental y están alimentados por gran cantidad de arroyos y ramblas intermitentes.

La densidad de población es baja siendo los núcleos más importantes las localidades de Ateca Nuévalos y Maluenda. Se trata de una zona esencialmente agrícola estando la ganadería muy restringida.

Desde el punto de vista geológico, la región estudiada se sitúa en el Sistema Ibérico o Sistema Celtibérico (TRICALINOS, 1928; LOTZE 1929). El Sistema Ibérico está limitado por las Cuencas terciarias del Tajo (al suroeste), Duero (al noroeste y Ebro (al noreste) y está constituido fundamentalmente por una amplia gama de materiales, que van desde el Precámbrico más superior hasta el Paleógeno continental, deformados según una dirección general NO-SE (Directriz Ibérica) con vergencias al SO en la parte occidental y hacia el NE en la oriental de la Cordillera. También se observan estructuras de dirección NE-SO (directriz Guadarrama) y NNE-SSO. Se conservan numerosas Cuencas internas rellenas por sedimentos continentales del Neógeno en disposición subhorizontal o suavemente deformados y basculados entre las que destacan las de Calatayud-Teruel y Teruel-Alfambra orientada, según la directriz Ibérica y la NNE-SSO.

La evolución tectónica y sedimentaria de la Cordillera, a partir del Pérmico, se ajusta al modelo propuesto por ALVARO et al. (1978) constituyendo un Aulacógeno posteriormente comprimido y deformado durante las fases Alpinas (IGME 1980).

Tradicionalmente el Sistema Ibérico se divide en dos ramas: Aragonesa o Bilbilitana (que incluye también la Sierra de la Demanda) y Castellana separadas por la Cuenca Terciaria de Calatayud-Teruel. Esta división se basa en las analogías que presentan entre sí los sedimentos mesozoicos de cada una de ellas (RIBA 1959).

Desde el punto de vista morfológico dentro de la hoja de Ateca existen dos dominios netamente diferentes:

- La mitad oriental de la hoja está dominada por la presencia de una extensa superficie de erosión de carácter probablemente policíclico, generada en varias etapas del Plioceno medio-superior y que tradicionalmente venía siendo considerada como "Finipontienne". En esta superficie de erosión fundamental se encaja un complejo sistema de glaciés que a su vez es socavado por la red fluvial actual.

- La mitad occidental de la hoja constituye un relieve que actuó como bloque levantado en las fases distensivas Iberomanchegas, en esta mitad domina una morfología de escarpes y crestas que debido al control estructural se alinean con dirección NO-SE.

Aparte de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos, se han utilizado técnicas de nueva aplicación en la metodología del MAGNA, siguiendo el

pliego de condiciones técnicas del proyecto. El estudio estratigráfico se ha completado con un análisis sedimentológico de campo y laboratorio, tanto en series terrígenas como carbonatadas.

Las dataciones del Terciario continental se apoyan en el estudio de microvertebrados fósiles obtenidos mediante el lavado-tamizado de grandes masas de sedimentos.

Se han elaborado también mapas geomorfológicos de tipo morfográfico y de depósitos superficiales a escala 1:50.000 de los que se incluyen en la presente memoria una reducción a escala aproximada 1:100.000.

1 ESTRATIGRAFIA

En la hoja de Ateca afloran materiales que pertenecen al Cámbrico medio-superior, Ordovícico, Triásico, Jurásico (Lías), Cretácico (Albiense-Senoniense), Mioceno, Plioceno y Cuaternario. Al mismo tiempo se reconocen algunos afloramientos de rocas volcánicas, así como diques de cuarzo.

1.1 CAMBRICO MEDIO Y SUPERIOR

La estratigrafía del Cámbrico de la Cordillera Ibérica fue descrita por LOTZE en 1929. En los trabajos posteriores se ha respetado en general la nomenclatura que el citado autor dio a las distintas unidades litoestratigráficas.

El propio LOTZE, junto con SDZUY (1961), realiza la biozonación y subdivisión del Cámbrico inferior y medio, modificados más tarde por SDZUY (1971).

Otras aportaciones al estudio del Cámbrico de la Ibérica se deben a P. CARLS (1962), BARTSCH (1966), SCHMIDT-THOME (1968), SCHEUPLEIN (1970), SCHMITZ (1971), JOSOPAIT (1972), MANSOURIAN (1974), WIEMER (1975) y WOLF (1980) entre otros.

La subdivisión estratigráfica utilizada para el Cámbrico y Ordovícico inferior resumida en la fig. 1 se debe a LOTZE y SDZUY (1961), JOSOPAIT (1972) y WOLF (1980).

1.1.1 Capas de Murero. Pizarras, limolitas calcáreas y areniscas (4) Cámbrico medio-superior

De esta formación solamente existe un pequeño afloramiento, muy enmascarado por sedimentos terciarios, en el ángulo SE de la hoja de Ateca, las condiciones de afloramiento hacen imposible su estudio detallado, habiendo sido realizado éste en la vecina hoja de Daroca (26-18) en la sección de Manchones (x: 785.750, y: 730.400). En ella se reconocen 110 m de serie correspondientes a la base de la unidad (regionalmente tienen una potencia de 120 a 130 m). Los 20 m inferiores corresponden a areniscas de grano muy fino a fino en capas centimétricas de aspecto interno laminado, con laminación de *ripples* y más raramente laminación paralela, con intercalaciones de pizarras, en las que los niveles arenosos dan lugar a estratificación *linsen*. Ocasionalmente en los niveles arenosos aparece estratificación "flaser".

En algunos puntos se observan granoselección positiva y *mud-chips*. Por encima se sitúan 55 m de pizarras, localmente calcáreas, grises; son limolitas formadas por granos de cuarzo (50%), moscovita (15%) y matriz clorítica (25%) con óxidos de hierro disperso (10%), y microbandeado granulométrico. En las areniscas se observan laminaciones generalmente de *ripples*, a veces de laminación paralela. A techo, las capas presentan morfología de *ripples* de oscilación. En los bancos más potentes estratificación cruzada de bajo ángulo en ocasiones con superficies de reactivación. Localmente este tramo está bioturbado. A techo de la serie se encuentran 30 m de areniscas de grano muy fino de características semejantes a las de la base.

Estos niveles se interpretan como depositados en un ambiente de plataforma somera abierta.

La fauna clasificada en la hoja de Daroca (26-18), (Murero-Valdemiedes) es la siguiente: Trilobites: *Conocoryphe* sp; *Conocoryphe* (P) *Languedocensis* THORAL; *Conocoryphe* (C) *hebert* MUN -CHALM-BERG; *Agranlos longicephalus* HICKS; *Badulesia granieri* THORAL; *Badulesia paschi* SDZUY; *Badulesia juliverti* SDZUY; *Ctenocephalus* (Hartella) *antiquus* THORAL; *Ctenocephalus* (C) *bergeroni* THORAL; *Paradoxides* sp; *Paradoxides brachyrhachis* LINNARSSON; *Paradoxides rouvillei* MIQUEL; *Paradoxides pradounus* VERNEUIL BARRANDE; *Paradoxides mediterraneus* POMPKJ; *Paradoxides cf. granulosus* COURTESSOLE; *Pardahilhaniania hispanica* SDZUY; *Pardahilhaniania hispida* THORAL; *Condylopyges rex* BARRANDE; *Peronopsis fallax* LINNARSSON; *Solenopleuropsis simula* SDZUY; *Solenopleuropsis marginata* SDZUY; *Agnosfacea*.

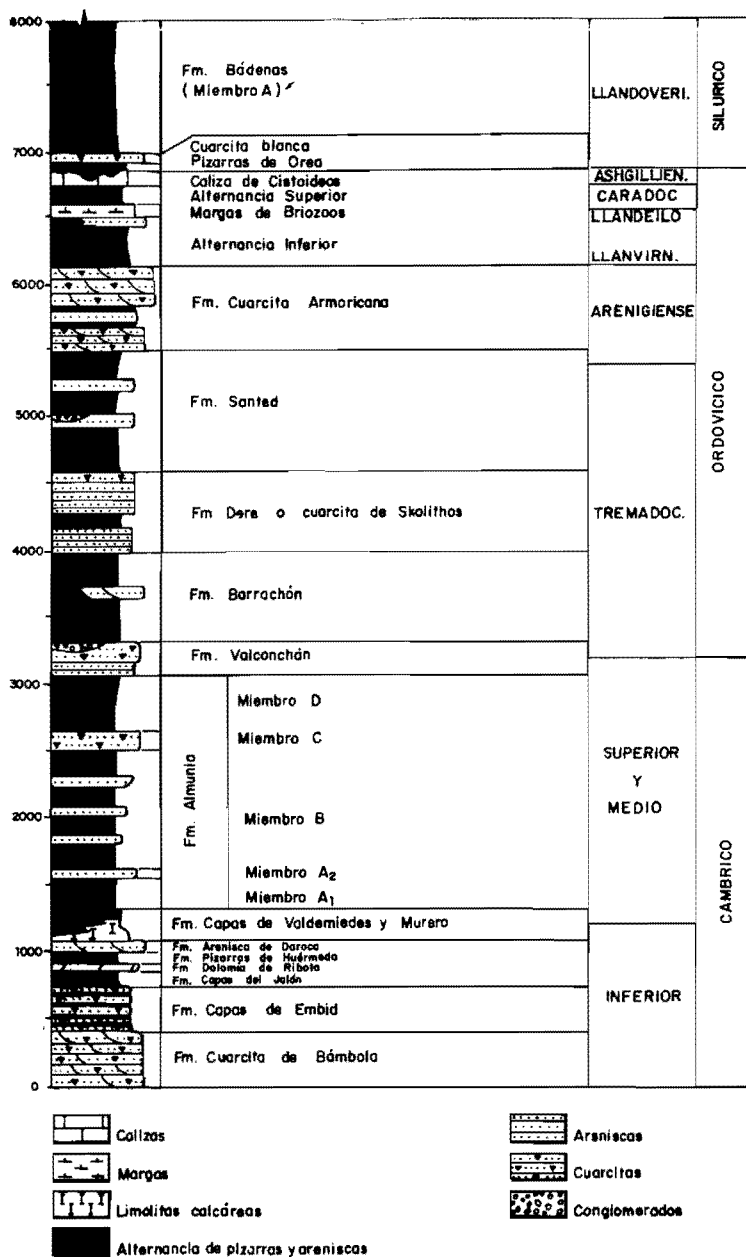


Fig. 1.— Columna estratigráfica sintética del Cámbrico-Ordovícico

Así como Braquiópodos articulados, inarticulados, *Lingulella sp.*, Equinodermos, Graptolites, Ortocerátidos e *Hyolites*.

1.1.2 Fm. Almunia, Miembro A1. Pizarras y Areniscas (5). Cámbrico medio-superior

Aflora en el ángulo SE de la hoja muy recubierta por sedimentos terciarios y cuaternarios que dificultan su observación.

Donde la serie aparece más completa es en la esquina NO de la hoja de Daroca (26-18) en la carretera de Daroca a Acered donde se ha realizado la sección de Murero (x: 783.550; y: 731.450).

En esta columna se han medido 90 m correspondientes al techo de la unidad. Regionalmente tiene una potencia aproximada de 350 m. Son areniscas de grano fino a muy fino grises, con intercalaciones de limolitas y pizarras grises. Los 12 m inferiores, están formados por una alternancia de capas centimétricas de areniscas grises de grano fino, en secuencias granodecrescentes, con estructura interna de "*ripples*" y laminación paralela, con techos retocados por oleaje. Los finos son limolitas y arcillas grises. Por encima se sitúan 44 m de un tramo arenoso, constituido por areniscas de grano fino, excepcionalmente de grano medio, grises, en capas de escasos centímetros a 0,40 m, con estructuras internas de "*ripples*" y "*flaser*". Estos materiales están ligeramente bioturbados, a excepción de algunas capas en los que la bioturbación ha borrado todo tipo de estructuras. Las areniscas están formadas por granos de cuarzo (25-75%), feldespatos (plagioclasas predominantemente) muy alterados a sericita-clorita (0-20%), moscovita (5-10%) y matriz clorítica (10-35%) más o menos impregnada por óxidos de hierro. Como accesorios circón, turmalina y rutilo. Se desarrollan contactos de presión solución, con ligera movilización de sílice en los contactos. A techo de la unidad predominan la alternancia de areniscas y pizarras (34 m), en capas de 10 a 30 cm. Las areniscas son de grano fino, a muy fino con estratificación cruzada de pequeña escala debida a *ripples* y *flaser* entre las láminas. En los finos se intercalan lentejones (*linsen*) de areniscas. En algunos bancos la estratificación es cruzada de bajo ángulo. En conjunto la bioturbación aumenta hacia el techo.

Estos depósitos definen una mesosecuencia de energía creciente depositada en la zona intermareal de una plataforma somera.

1.1.3 Fm. Almunia, Miembro A₂. Areniscas cuarcíticas y pizarras (6). Cámbrico medio-superior. Diques de cuarzo (1)

Aflora a lo largo de una estrecha franja que con dirección NO-SE se

sitúa en la margen izquierda del río Jiloca en el ángulo SE de la hoja; en el borde N de la misma a ambos lados del río Jalón existe otro afloramiento, muy enmascarado por sedimentos terciarios.

Igual que el miembro A₁ descrito en el capítulo anterior el miembro A₂ de la formación Almunia ha sido estudiado en el ángulo NO de la vecina hoja de Daroca (26-18) a partir de la sección estratigráfica de Murero.

Está constituido por areniscas cuarcíticas con algunas intercalaciones de pizarras gris oscuras. El conjunto de 285 m, se puede subdividir en dos tramos. El inferior forma una megasecuencia estrato creciente constituida en la base por areniscas de grano fino, rara vez de grano medio, de colores grises a verdosas, en capas de 0,10 a 0,30 m, que dan un aspecto tableado, con *ripples* y ocasionalmente *flaser*. Con menos frecuencia se observan bases erosivas, bancos con laminación paralela y con estratificación cruzada de bajo ángulo. El conjunto se encuentra ligeramente bioturbado. A techo del tramo las areniscas se disponen en bancos de 0,5 a 1,20 m de potencia y en ellos no se observan estructuras sedimentarias debido a la intensa bioturbación. Son areniscas formadas por granos de cuarzo (50%), feldespatos (plagioclase dominante) muy alterados a sericita-clorita (20%) y matriz clorítica (20%), impregnada por óxidos de hierro (10%).

El segundo tramo está formado por cuatro megasecuencias crecientes tanto en el tamaño del grano como en la potencia de los estratos, aunque interiormente se observen otras secuencias de menor entidad de carácter positivo o granodecrecientes. En la parte inferior de las secuencias las areniscas tienen aspecto lajeado con estratificaciones cruzadas de pequeña escala debida a *ripples*, y a veces estratificación *flaser*. Hacia el techo las areniscas en bancos de 0,50 a 1 m presentan estructuras de mayor energía, estratificaciones cruzadas de surco a veces planar, con techos ondulados y superficies de reactivación. Se encuentran ligeramente bioturbadas y en algún punto hay estructuras *convoluted*.

Las areniscas están formadas por granos de cuarzo (25-60%), feldespatos (plagioclase dominante) muy alterados a sericita-clorita (10-15%) y matriz clorítica (20-35%), más o menos impregnada por óxidos de hierro. En los niveles superiores de las secuencias se intercalan pizarras y limolitas entre los bancos de areniscas.

Esta unidad se ha interpretado como sedimentada en un ambiente de plataforma somera.

En el afloramiento del ángulo SE de la hoja aparece un dique de cuarzo lechoso que con dirección NO-SE aflora afectando a los sedimentos del miembro A₂ de la formación Almunia. Este dique ha sido representado en la cartografía (1).

1.1.4 Formación Almunia. Miembro B. Pizarras y areniscas (5). Cámbrico medio y superior

Aflora en una banda que con dirección NO-SE cruza el centro de la hoja, estando en la parte central de la misma cubierta por sedimentos terciarios y cuaternarios. Este miembro B ha sido estudiado en la vecina hoja de Daroca (26-18) a partir de las secciones estratigráficas de Murero (x: 783.550; y: 731.450) y Valdehorna (x: 790.100; y: 721.600).

Está formada por pizarras y areniscas de grano muy fino disminuyendo hacia el techo el porcentaje de arenas. Los tonos dominantes son grises y verde oscuros a negruzcos.

Tiene un espesor del orden de los 800 metros.

Las areniscas están formadas por granos de cuarzo (50-70%), feldespatos alterados (10-20%) en los que se aprecia una cierta proporción de feldespato potásico (5-20%). A veces sustituidos por carbonatos y óxidos de hierro. Parte de la matriz sercítico-clorítica, proviene de la matrización (diagénesis) de pequeños fragmentos de rocas lábiles. También aparece biotita ferruginizada y opaguinizada.

Está constituido por secuencias decamétricas de energía creciente. En la base de éstas predominan las pizarras y limolitas ligeramente bioturbadas con cuerpos lenticulares de arenisca ligeramente bioturbadas con cuerpos lenticulares de arenisca e intercalaciones de capas centimétricas de arenisca de grano fino. En estos cuerpos arenosos se encuentran estratificaciones cruzadas de pequeña escala debidas a *ripples* de oscilación. En algunos niveles arenosos se encuentran entre las láminas de crecimiento de los *ripples* arcillas de decantación (*flaser*). El tramo superior de las secuencias es arenoso y está formado por bancos de hasta 1 m de potencia de areniscas de grano fino a medio, en secuencias generalmente granocrecientes. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son debidas a *ripples* generalmente de oscilación, a veces aparece estratificación (*flaser*). Otros bancos tienen estratificación cruzada de bajo ángulo en ocasiones con *ripples* sobreimpuestos, y superficies de reactivación. Es frecuente la bioturbación en los tramos arenosos, que en ocasiones borran todo tipo de estructuras anteriores, dando un aspecto masivo al banco.

Se interpretan como materiales depositados en medio marino de plataforma somera en la zona intermareal (*mud flat* a *sand flat*) con desarrollo episódico de barras.

1.1.5 Fm. Almunia. Miembro C. Areniscas y cuarcitas con niveles de pizarras (8) Cámbrico medio y superior

Aflora en dos bandas alargadas en los extremos NO y SE de la hoja, así como en la parte centro-sur de la misma. La calidad de los afloramientos no permite el estudio detallado de este miembro de la Fm. Almunia, dentro de la hoja de Ateca, habiendo sido estudiada en la hoja de Daroca (26-18) en la sección de Valdehorna (x: 790.100; y: 721.600) en donde alcanza una potencia de 140 m, pudiendo llegar a tener hasta 200 m en otros afloramientos de la región.

Está constituido fundamentalmente por areniscas y cuarcitas de grano muy fino a fino, en capas mayores de 0,5 m de potencia con algunos niveles intercalados de pizarras-limolitas más abundantes hacia la base.

La composición de las areniscas es semejante a la de los otros miembros de la Fm. Almunia. Los granos de cuarzo (60-80%) tienen contactos de presión-solución con algunos crecimientos secundarios que a veces da a la roca un aspecto cuarcítico; feldespato (0-25%) y matriz (20%).

Las areniscas suelen presentar estratificaciones cruzadas de tipo tabular y de bajo ángulo, a veces de surco, con techos ondulados y morfología de barras. Hacia el techo aumenta la proporción en arena, así como el tamaño de grano. En este mismo sentido aumenta la bioturbación. En el resto de los niveles arenosos se encuentran laminaciones debidas a *ripples* generalmente de oscilación, con algunas intercalaciones arcillosas de decantación (*flaser*) entre las láminas. En los niveles de pizarras y limolitas intercalados con frecuencia se observan lentejones arenosos (*linsen*) de algunos centímetros de longitud.

El ambiente de sedimentación se ha interpretado como el de una llanura de mareas, dominando los términos de *mixed flat* y *sand flat*, en los que se desarrollaban frecuentemente barras.

1.1.6 Fm. Almunia. Miembro D. Pizarras y areniscas con niveles pizarrosos (9). Cámbrico medio y superior

Aflora en forma de estrecha franja con dirección NO-SE en los ángulos NO y SE de la hoja, así como en la parte centro-sur de la misma donde aparece muy recubierto por sedimentos terciarios y cuaternarios.

Su potencia se evalúa alrededor de los 600 metros, aunque en zonas próximas (hoja de Daroca) se han medido unos 950 m que posiblemente sean excesivos por efecto de suaves repliegues de la serie.

Los 250 m del techo de esta unidad se han estudiado en la sección estratigráfica Ateca-Pantano de la Tranquera (x: 757.700; y: 748.350).

Se caracteriza por el predominio de las pizarras de colores negruzcos, sobre las areniscas y cuarcitas.

La composición de las areniscas es parecida a la de otros miembros de la Fm. Almunia. Los granos de cuarzo (60-75%) tienen contactos de presión-solución; los feldespatos (0-15%); fragmentos de rocas (0-10%) y matriz (0-25%). En algunas muestras el porcentaje de óxidos de hierro alcanza el 25%.

Las areniscas son de grano fino a muy fino excepcionalmente de grano medio. Presentan estratificaciones cruzadas de pequeña escala debida a *ripples*, y marcas de oleaje a techo de las capas. A veces *flaser*. En los bancos más potentes y de fracción arenosa media se observan estratificaciones cruzadas de bajo ángulo, superficies de reactivación (sigmoides), techos suavemente ondulados y bioturbación intensa. Ocasionalmente se encuentran estratificaciones cruzadas de gran ángulo que a techo del banco pasan a *ripples*, *ripples* con *flaser*, y finos con *linsen* aislados.

En los tramos limolíticos la fracción arena se distribuye en forma de lentículas (*linsen*) y solamente cuando esta fracción aumenta en el medio, forma capas de cierta continuidad lateral.

Los materiales anteriormente descritos se han sedimentado en una llanura mareal (*tidal-flat*), correspondiendo los niveles arenosos a las zonas arenosa y mixta (*sand* y *mixed-flat*) y los pizarrosos, que son mayoritarios a la zona fangosa (*mud flat*).

1.2 CAMBRICO-ORDOVICICO

1.2.1 Fm. Valconchán. Pizarras y areniscas, cuarcitas (10). Cámbrico superior-Tremadociense

Aflora extensamente en una amplia franja que cruza la hoja ininterrumpidamente desde el ángulo NO al SE dando un suave resalte morfológico.

El nombre de la formación se debe a que el corte tipo de la misma se localiza en la localidad de Valconchán situada en la vecina hoja de Daroca (26-18).

Ha sido estudiada en la sección de Ateca-Pantano de la Tranquera (x: 757.700; y: 748.350) además de en la localidad tipo.

La potencia de sedimentos de esta formación que se han podido medir en la hoja de Ateca oscila alrededor de los 520 m, potencia algo superior a los 440 m que alcanza en la localidad tipo.

En la literatura también se reconoce a esta unidad bajo el nombre de "Cuarcita del límite" (*Grenzquarzit*) por haberse encontrado en ella Trilobites de tipo Pacífico que indican el límite entre el Cámbrico y el Ordovícico.

Está constituido por areniscas de grano muy fino a fino, excepcionalmente de grano medio, en capas que oscilan desde el aspecto laminado, a tableadas (20 cm) y en bancos de 30 a 60 cm de aspecto masivo. Los más frecuentes son los bancos de arenisca de 30 a 60 cm de potencia, generalmente de aspecto masivo, otros con estratificaciones cruzadas de tipo *tabular* a veces con *ripples* sobreimpuestos, y techos ondulados. Suelen estar medianamente bioturbados, aunque los bancos masivos que no presentan estructuras visibles pueden interpretarse como intensamente bioturbados. Suelen encontrarse también estratificaciones cruzadas en surco.

Son frecuentes las areniscas de aspecto lajeado, con estructura interna de *ripples* y con cierta frecuencia con láminas arcillosas entre crestas de *ripples* formando *flaser*. Estos niveles suelen estar menos bioturbados. Por último, las areniscas pueden presentarse en capas de aspecto tableado con potencias que oscilan entre los 5 y 20 cm con estructuras de estratificación cruzada de bajo ángulo, *ripples*, a veces con *flaser* intercalados. No suelen presentar una bioturbación intensa. Los finos muy abundantes, son generalmente limolitas tienen intercalados niveles de areniscas de diversas potencias, que con frecuencia son lenticulares de escasos centímetros (*linsen*). Estos sedimentos se encuentran bioturbados.

Las muestras de areniscas estudiadas son de grano fino y muy fino, formadas por granos de cuarzo subanguloso-subredondeado, feldespatos (potásicos y plagioclasas) moscovita y biotita muy alterados, y matriz de sericita-clorita. Normalmente hay orientación paralela de los granos, a veces se observa bandeado granulométrico y composicional. En niveles o bandas con poca matriz los granos tienen contactos de presión solución. Como accesorios hay circón, turmalina y rutilo.

Se interpretan como depósitos de llanura de mareas.

1.3 ORDOVICICO

1.3.1 Fm. Borrachón. Pizarras, niveles de cuarcita y arenisca (11). Tremadociense

Su nombre procede de la colina de Borrachón, situada al sur del Val de San Martín en la vecina hoja de Daroca.

Aflora en forma de amplia franja que con dirección NO-SE cruza la mitad occidental de la hoja, existiendo también un afloramiento de esta unidad en el centro del cuarto suroriental de la misma.

Además de en la localidad tipo, esta formación ha sido estudiada en la sección estratigráfica de Ateca-Pantano de la Tranquera (x: 757.700; y: 748.350) en donde tiene una potencia de 760 m. Regionalmente puede llegar a alcanzar los 900 m de potencia, habiéndose medido 620 m en la localidad tipo. Regionalmente se observa un aumento de potencia en el sentido SE-NO.

Están formados por pizarras y limolitas verdosas a negruzcas, con intercalaciones de areniscas de grano muy fino, en capas desde lenticulares (*linsen*) hasta de 25 cm. Las estructuras visibles son de laminaciones cruzadas debidas a *ripples* de oscilación y ocasionalmente *flaser*. En las capas de areniscas predominan las que tienen un aspecto lajeado con estructuras internas de laminación paralela y laminación cruzada debida a *ripples* y en ocasiones *flaser*. En los bancos de mayor potencia se observan estratificaciones cruzadas de bajo ángulo.

Las muestras estudiadas son areniscas de grano fino o muy fino formadas por cuarzo, feldespatos (15-20%) con predominio de las plagioclasas sobre los feldespatos potásicos, moscovita, biotita, totalmente alterada a clorita y óxido de hierro. Como minerales accesorios: circón, turmalina y rutilo.

El medio de sedimentación se ha interpretado como el de una llanura lutítica (*mud-flat*) de una llanura mareal. La existencia, en algunos puntos de esta formación, de bancos de cuarcita del orden de 4 a 5 m de potencia con estructura interna de estratificación cruzada de surco y base canalizada o con superficies de acreción lateral, se ha interpretado como canales mareales (hoja 26-18: Daroca).

Se han encontrado Trilobites: *Asaphellus* sp que indican un Tremadoc.

1.3.2 Fm. Cuarcita de Scolithus (Deré). Pizarras y cuarcitas (12). Tremadociense

Aflora en la mitad occidental de la hoja en una franja continua de 1 km de anchura y con dirección NO-SE.

El corte más representativo de la hoja se encuentra a lo largo de la carretera de Ateca al Pantano de la Tranquera donde se ha estudiado en la sección de Carenas (x: 758.400; y: 743.150).

En esta sección la formación tiene alrededor de 600 m de potencia y está compuesta por areniscas de tonos blanquecinos y amarillentos, algunos

bancos de cuarcitas y niveles de pizarras intercalados mucho más abundantes que en la Rama Aragonesa y sur de la Castellana.

Normalmente son areniscas de grano muy fino a limolitas formadas por granos de cuarzo, feldespatos alterados esencialmente plagioclasas, moscovita (5%) y matriz sericítica. Ocasionalmente hay óxidos de hierro y agregados de carbonato que sustituyen a los feldespatos. Como accesorios destacan el circón, turmalina y rutilo. Hacia la base algunas muestras son areniscas cuarcíticas de grano fino con cuarzo, feldespato potásico, escasa matriz de sericita y cementación por sílice en crecimientos secundarios.

Existen dos tramos con predominio de las areniscas en la base y parte media de la formación con unos 50 y 170 m de potencia. Se estratifican en capas de 0,2 a 1 m y presentan estratificación cruzada de gran escala y bajo ángulo, *ripples* normalmente de oscilación y *flaser*. En los cuerpos arenosos son frecuentes las superficies de reactivación con relevo lateral de cuerpos de geometría sigmoidal. Son frecuentes los techos ondulados y las deformaciones por carga. En los finos hay estratificación lenticular (*linsen*) de areniscas.

Hacia la base (100 m) y techo (280-300 m) las areniscas alternan con finos presentando las mismas estructuras y laminación paralela. Se estratifican en capas de 0,2 a 1,50 m existiendo hacia el techo mesosecuencias estratocrecientes.

El ambiente de sedimentación se interpreta como el de una llanura de mareas en la que se distinguen facies de llanura arenosa (*sand-flat*) y mixta (*mixed-flat*), con desarrollo local de barras.

La edad de la unidad se da por correlación con series bien datadas en la hoja de Daroca (26-18).

1.3.3 Fm. Santed. Pizarras, areniscas y cuarcitas (13). Tremadociense-Arenigiense

Aflora en la mitad occidental de la hoja en forma de franja con dirección NO-SE estando parte del afloramiento cubierto por las aguas del Pantano de la Tranquera.

La formación se ha estudiado a partir de la sección de Carenas (x: 758.400; y: 743.150) donde presenta una potencia de 600 m sin que se haya llegado al techo.

Está constituida por una alternancia de areniscas de tonos pardo-amarrillentos en capas decimétricas y limolitas pizarrosas verdes y rojizas dominantes.

Al microscopio las areniscas son subarkosas de grano fino formados por

granos de cuarzo abundantes (50-60%), feldespato potásico (10-15%), plagioclasa (5-10%), biotita, moscovita y matriz clorítica. Como accesorios circón, turmalina y rutilo. Hay óxido de hierro procedente de la ferruginización de la biotita y alteración de feldespatos, también se observan reliquias de caolinita por transformación de micas y feldespatos. Generalmente presentan microestratificación paralela con niveles de acumulación de minerales pesados.

Las areniscas se presentan en capas de aspecto laminado con estructura interna de *ripples* en la mayor parte de los casos de oscilación. Ocasionalmente se encuentran microsecuencias granodecrecientes y laminaciones paralelas. La bioturbación es escasa. En la mitad superior aparecen con frecuencia granulometrías y potencias de bancos mayores. En ellos se encuentran estratificaciones cruzadas de tipo tabular y bajo ángulo. Presentan superficies de reactivación y formas sigmoidales. Los tramos limolíticos contienen niveles centimétricos de areniscas de *ripples* y con laminación paralela.

Estos materiales se han depositado en la zona intermareal, en una llanura fangosa o mixta (*mud flat a sand flat*).

En la base se han encontrado Trilobites como *Euloma* (*Euloma*), cf. *filacovi* (MUN-CHALM y BERG), *Prionocheilus* cf. *languedocensis* (COURT y PILL), *Bathycheilus* sp y *Ceratopyge* sp. y restos de Braquiópodos articulados que definen un Tremadociense.

Hacia el techo aparecen *Parapilekia atecae* HAMM, *Megistaspis* (*Ekeraspis*) aff. *filacovi* (MUN-CHALM y BERG), *Asaphellus* sp, *Prionocheilus* sp, *Oryctoconus lobatus* COL. y UBA, *Bucania* cf. *oelherti* (MUN-CHALM y BERG) *Orthoteka* sp, *Macrocystella* sp y *Paurorthina* sp que indican un Arenigiense inferior.

1.4 ROCAS VOLCANICAS. CARBONIFERO SUPERIOR-PERMICO (?)

Se han diferenciado en la cartografía afloramientos de rocas volcánicas postectónicas que atraviesan materiales del Cámbrico superior-Ordovícico. La edad de las intrusiones se atribuye por semejanza con otras de la Cordillera Ibérica al Carbonífero más superior y sobre todo al Pérmico, ya que cortan las estructuras hercínicas y están fosilizadas por la facies Buntsandstein o bien ésta incorpora clastos de rocas volcánicas.

La descripción de estas rocas se basa en datos de JOSOPAIT (1971).

1.4.1 Riolitas (2). Estefaniense-Pérmico

Los principales afloramientos se sitúan al noreste de Castejón de las

Armas y en los alrededores de Castejón de Alarba. Las primeras parecen estar asociadas a fallas de dirección NE-SO, probables desgarres tardihercínicos que actuaron durante el Pérmico en régimen distensivo. Las segundas se relacionan parcialmente con fallas de dirección NO-SE, compresivas durante los esfuerzos hercínicos y alpinos pero que actuaron como fallas normales en el Pérmico.

Se trata de rocas volcánicas de carácter ácido constituidas por cuarzo corroídos, feldespatos parcialmente sustituidos por calcita. La matriz está constituida fundamentalmente por cuarzo.

1.4.2 Riodacitas (3). Estefaniense-Pérmico

Los principales afloramientos se sitúan al SE de Castejón de las Armas en los alrededores del Barranco de las Minas y en el curso alto del de Valmayor.

Tienen carácter subvolcánico con afloramientos en forma de diques. Engloban grandes bloques de la roca de caja (pizarras).

Tienen carácter intermedio. La matriz está formada por calcita y cuarzo. Los feldespatos se presentan zonados, maclados y alterados. La plagioclasa es andesina-labiadorita. Pueden clasificarse como riodacitas y/o dacitas.

1.5 TRIASICO

Sobre el Triásico de la región destaca el trabajo de RAMOS (1979) que estudia el Pérmico, Buntsandstein y tránsito al Muschelkalk de la región situada al Oeste de Molina de Aragón. En el informe del IGME (1980) se realiza un profundo estudio estratigráfico sedimentológico y paleogeográfico del Triásico situado al Oeste y Sur de la hoja de Ateca. Durante la década de los setenta han aparecido numerosos trabajos de índole petrográfica sobre el Muschelkalk y Keuper del Sistema Ibérico.

1.5.1 Conglomerados cuarcíticos, areniscas y limolitas rojas (14). Facies Buntsandstein

Aflora en una banda estrecha y alargada que con dirección NO-SE cruza el cuadrante suroccidental de la hoja. Constituye la base de los frentes de *cuestas* y *hog-backs* originados por el Muschelkalk que yace sobre él.

Esta unidad ha sido estudiada en las secciones estratigráficas de C^a de

Calatayud a Nuévalos (x: 761.500; y: 736.200) y C^a de Ateca a Nuévalos (x: 757.350; y: 740.850).

Según RAMOS (1979) el límite inferior de la Facies Bunstsandstein debe ser fuertemente diacrónico en virtud de las fuertes reducciones de potencia que experimenta la serie de unos puntos a otros de la Cordillera. en los alrededores de Molina de Aragón el comienzo de la sedimentación se sitúa en el Pérmico superior (Thuringiense) en base a la asociación palinológica que contiene, fijándose el límite superior en el Triásico medio (Ladiniense) de manera tentativa.

En la hoja de Ateca tiene una potencia máxima de 300 m reduciéndose la misma en dirección sur.

Pueden distinguirse tres tramos que son bastante constantes en toda la región:

El inferior constituido por conglomerados de cantos subredondeados de cuarcita y cuarzo con huellas de presión solución, areniscas, areniscas limolíticas y delgados niveles lutíticos. La coloración dominante es rojo vinosa. Las areniscas son litarenitas de grano medio formadas por granos de cuarzo, fragmentos de rocas cuarcíticas y pizarrosas en avanzada fase de seritización y caolinitización. El cemento es ferruginoso poropelicular. Son abundantes las mica y como accesorios destacan el circón, turmalina y rutilo.

Se disponen en secuencias granodecrecientes de orden métrico formadas por conglomerado, areniscas y lutita. Presentan estratificación cruzada de gran escala de tipo surco dominante y *ripples* a techo. Son frecuentes las cicatrices erosivas internas, con depósitos de *lags* que pueden tener cantos blandos. Se interpretan como depósitos fluviales de ríos trenzados (*braided*).

En el tramo intermedio dominan las areniscas con algún nivel de conglomerados. Suelen contener cantos blandos más o menos ferruginizados y aparece cemento poikilotópico de dolomita que sustituye a la matriz y feldespatos. Aparecen costras dolomíticas que engloban los elementos detríticos. Se trata de litarkosas con feldespatos sustituidos por carbonatos. Tienen bases planas o ligeramente erosivas, estratificación cruzada de gran escala y *ripples*. Algunos niveles presentan los techos convexos. La bioturbación está siempre presente, sobre todo a techo del tramo. Se trata probablemente de materiales aportados por el continente redistribuidos por las mareas en un ambiente costero.

El tramo superior se caracteriza por la gran abundancia de detríticos finos de tamaño lutita, de colores rojo violáceos, entre los que se intercalan niveles decimétricos y excepcionalmente métricos de areniscas (arkosas) de tonos rojizos y blanquecinos. Estos niveles arenosos suelen tener la base

plana y el techo convexo, a veces sin estructura interna definida, aunque generalmente tienen estratificación cruzada de gran escala, con superficies de reactivación (sigmoides). Eventualmente aparecen *ripples* de oscilación, grietas de desecación (*mud-cracks*) y *tepees*, sobre todo en el techo de la unidad. Se interpretan como depositados en una llanura de mareas en la zona intermareal alta a supramareal.

1.5.2 Dolomías, dolomías arcillosas, margas dolomíticas (15). Facies Muschelkalk

Su afloramiento es semejante al de la unidad descrita en el apartado anterior. Da origen a morfologías de tipo *cuestas* y *hog-backs* en cuyos reversos se encuentran bellos ejemplos de *chevrons*.

Se ha estudiado en la sección estratigráfica de C^a de Ateca a Nuévalos (x: 757.350; y: 740.850) en donde tiene una potencia de 200 m.

Puede dividirse en cuatro tramos litológicos (IGME 1980) que de muro a techo son:

- 1.— Dolomías y limos.
- 2.— Dolomías en capas gruesas.
- 3.— Dolomías tableadas.
- 4.— Alternancia de margas y dolomías.

Se sitúan cronológicamente en el Karniense (parte inferior del Triásico superior) en el citado informe del IGME.

En la hoja de Ateca se identifican a grandes rasgos los 4 tramos.

El tramo inferior tiene una potencia aproximada de 25 m y está compuesto por areniscas limolíticas rojizas y limolitas verdes; a techo aparecen dolomías en mosaico hipidiotópico de cristales finos de dolomita con sombras de oolitos e intraclastos micríticos recristalizados, con gran cantidad de vacuolas.

Es frecuente la bioturbación apareciendo estratificación cruzada de pequeña escala y *ripples*.

El tramo de dolomías en capas gruesas tiene una potencia aproximada de 30 m con colores grises y rojizos y se estratifican en capas de 0,50 a 1 m. Hacia la base tienen estratificación difusa que les confieren aspecto masivo. Son dolomías con textura de mosaico hipidiotópico, de grano fino, con pelets irregulares y sombras de fósiles. Tienen estructuración de microlaminación paralela y algunas vacuolas, con señales de dolomitización incipiente.

En zonas muy próximas de la hoja de Used (25-18) son dolomías de recristalización, es decir dolomicritas que han sufrido recristalización con formación de cristales finos a medios formando un mosaico denso, subidi-

morfo. Hay algunos niveles de biopeldolomicritas con restos de Crinoideos y Gasterópodos en una matriz finamente recrystalizada de dolomicrita. La dolomitización es penecontemporánea con la sedimentación. Presentan laminación cruzada de gran escala, ocasionalmente de bajo ángulo, observándose en algunos bancos morfologías de barras y canales. A veces aparece estratificación cruzada de pequeña escala y *ripples* de oscilación a techo de los bancos. Termina el tramo con una superficie ferruginosa con concentración de fauna de Gasterópodos. Es frecuente el sílex en nódulos y/o placas. Estos materiales se han depositado en un ambiente de llanuras de mareas con acción del oleaje, de inter a submareal, en el que se desarrollaban barras que podían aislar zonas protegidas con carácter salino (sílex).

El tramo de dolomías tableadas tiene un espesor de 35 m. Domina en esta zona la estratificación ondulada con juntas algo arcillosas que le confiere un aspecto noduloso. Las dolomías se estratifican en capas de 5 a 50 cm. Hay intercalaciones de margas grises en la parte media y alta del tramo. Son microdolomías con bandeo estromatolítico y sombras de Crinoideos.

Como estructura interna aparece laminación cruzada de pequeña escala o laminación paralela. A techo de los bancos es frecuente la laminación de tipo algal y los *ripples* de oscilación. La bioturbación es muy abundante así como los moldes de *Lamelibranchios* (*Myophorias*).

El depósito de esta unidad se ha realizado en una plataforma somera con predominio de rérminos intermareales.

El tramo superior tiene una potencia de 20 m y en él alternan las margas grises con niveles de microdolomías con sombras de fósiles y posibles laminaciones estromatolíticas rotas. También dolomías finas de recrystalización con lenticúlas de tamaño de cristal más grueso. La bioturbación es intensa. Con estos datos podemos indicar que se han sedimentado en una plataforma somera en la zona intermareal. Regionalmente suelen aparecer hacia las partes altas de este tramo láminas rotas en los estromatolitos y moldes de cristales de sal, que indican zonas intermareales altas a supra-mareales como paso a las condiciones de *sebkha* litoral del Keuper.

1.5.3 Arcillas, margas y yesos (16). Facies Keuper

Sus afloramientos se adosan a los de la Facies Muschelkalk descrita en el apartado anterior. Por su carácter blando da lugar a vertientes muy regularizadas. Ha sido estudiada en la sección de Nuévalos (x: 760.700; y: 735.950) donde tiene una potencia de 200 m.

En los primeros 80-90 m dominan las arcillas abigarradas (verdes, rojas, grises) con o sin cristales de yeso y los niveles métricos de yesos con variadas

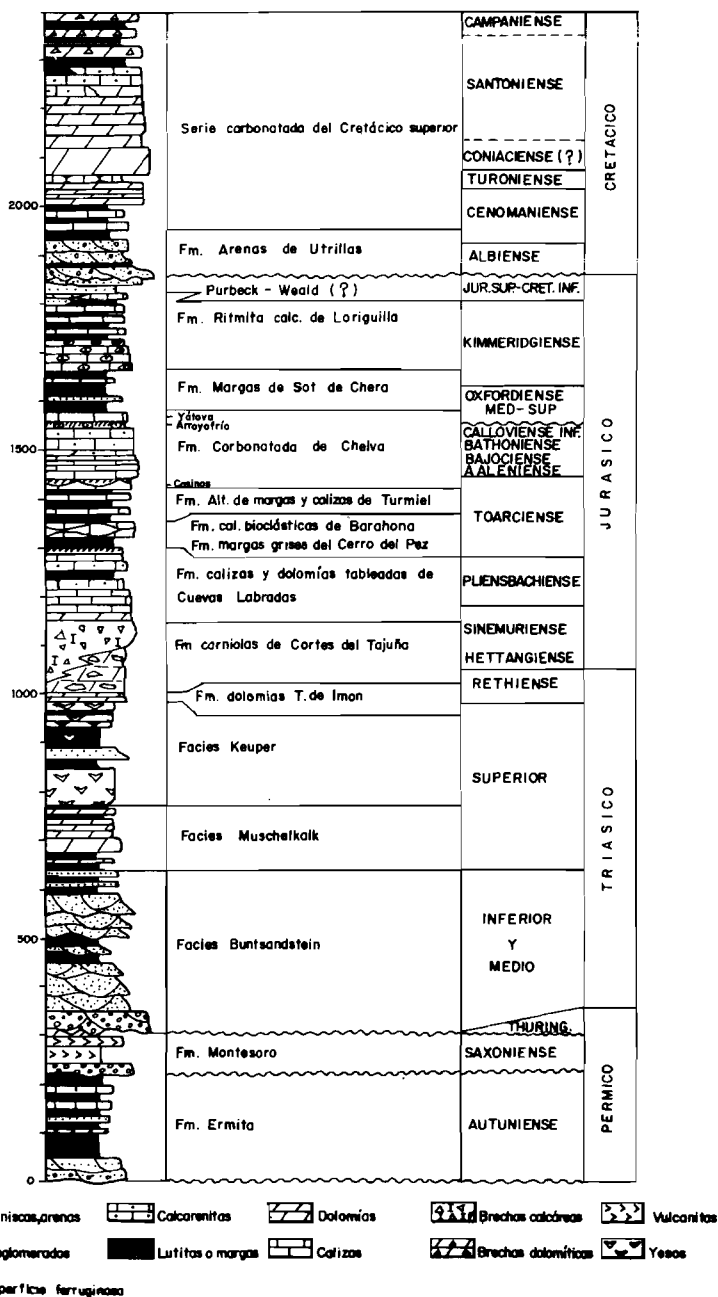


Fig. 2.— Columna estratigráfica sintética del Pérmico, Triásico, Jurásico y Cretácico.

texturas secundarias (fibrosas, nodulosas, alabastrinos, etc.) y también de variada coloración.

A continuación hay unos 25-30 m en los que aparecen arcillas y limos y niveles margosos. Hay niveles edafizados húmicos y bancos de arenas de grano fino (arkosas) débilmente cementadas por dolomita. Como estructura interna contienen *ripples* escalantes (*climbing ripples*). Hacia el techo predominan las margas y hay dos nivelitos decimétricos de lumaquelas de pequeños Lamelibranquios cementados por microdolomita parcialmente recristalizada.

Los últimos 100-120 m son arcillo-yesíferos. Predominan hacia la base las arcillas rojas con cristales de yeso daigenético y hacia el techo los yesos, también diagenéticos, rellenando grietas y en niveles bien diferenciados.

Esporádicamente aparecen aragonitos y jacintos de Compostela.

Probablemente estos materiales se hayan depositado en una llanura litoral que sufría invasiones del mar dejando depósitos de llanura de marea. Algunos canales drenaban esta llanura en la que se desarrollaban extensos y abundantes lagos efímeros semejantes a las *sebkhas* con precipitación de evaporitas.

La unidad es normalmente azóica y se le atribuye tentativamente una edad Triásico superior probablemente Noriense.

1.6 TRIASICO SUPERIOR Y JURASICO

El Jurásico de esta zona del Sistema Ibérico es conocido desde muy antiguo. Destacan los trabajos de TRICALINOS (1928), VILLENA (1971), GOY et al. (1976) y el informe del IGME (1980).

Los procesos erosivos neokimméricos y aústricos previos a la sedimentación de la Fm. Arenas de Utrillas, dismantelan el Jurásico de manera diferencial, según zonas, llegando a faltar la casi totalidad de los términos Jurásicos en el ámbito de la hoja de Ateca.

1.6.1 Fm. Dolomías tableadas de Imón. Fm. Carniolas de Cortes del Tajuña. Brechas y Carniolas. Dolomías tableadas (17). Rethiense-Hettangiense. Sinemuriense inf.-med?

Aflora en el cuadrante suroccidental de la hoja en afloramientos aislados o constituyendo el núcleo de una estructura anticlinal que se continúa hacia el Sur en la hoja de Used (25-18).

En ocasiones falta totalmente la formación inferior dado el carácter

mecánico de su contacto con el Keuper. Para su descripción nos basaremos en datos y observaciones puntuales.

De muro a techo se encuentran las siguientes litofacies:

La Fm. Dolomías de Imón viene dada por dolomías grises, tableadas en capas de orden centimétrico, que suelen presentar laminación paralela, *ripples* de oscilación, estromatolitos y ocasionalmente moldes de evaporitas. Al microscopio son microdolomías, finamente recrystalizadas con tendencia peletóide y reliquias de laminación estromatolítica. También aparecen doloesparitas. Contienen fantasmas de Equinodermos y Lagénidos.

Regionalmente se considera que se depositaron en un medio litoral de tipo de llanura de mareas con condiciones hipersalinas (*tidal flat-lagoon*).

En la Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña se distinguen dos litofacies o miembros:

Miembro Carniolas. Son dolomías vacuolares, masivas de aspecto brechoide con colores pardo amarillentos y rojizos, que presentan una potencia variable de más de 50 m.

Este miembro ha sufrido transformaciones diagenéticas muy complejas y de gran importancia. Muy probablemente debió tratarse de un depósito, originalmente carbonatado pero con frecuentes niveles de evaporitas intercalados, cuya disolución dió origen a la brechificación y aspecto vacuolar de las "carniolas".

Se interpretan como depósitos de *lagoon* restringido hipersalino.

El miembro Brechas, se encuentra en parte en cambio lateral con las "carniolas" tiene espesores muy variables, de hasta 80-100 m. Son brechas calcáreo-dolomíticas masivas, de aspecto caótico, sin clasificación, con los clastos en contacto o flotando en la matriz (*clast* y *mud-supported*).

Presentan una gran variedad de clastos: calizas y dolomías laminadas "carniolas", calizas bioclásticas, etc. Normalmente son angulosos de menos de 40 cm de diámetro. El estudio microscópico revela que han sufrido procesos complejos de recrystalización, disolución y cementación.

Según GINER (1980) en zonas próximas situadas al Este (Montalbán, Prades, Ariño, etc.) la presencia de *slumping*, olistolitos, secuencias con granoclasificación y cicatrices erosivas y las fuertes variaciones de espesor, han permitido interpretar estas brechas como tectosedimentarias, ligadas a la actuación de las fracturas tardihercénicas que controlan la evolución de la Cuenca Jurásica. Esta etapa de fracturación ha sido reconocida en amplios sectores de Thetys durante el Hettangiense. GINER (1980) sugiere un origen para estos términos en el que intervienen tres factores: disolución de evaporitas, resedimentación y control tectónico en períodos penecontemporáneos a la sedimentación.

El predominio local de cada uno de estos factores da lugar a colapso-brechas o a auténticas brechas sedimentarias.

La unidad es totalmente azoica. Se supone que el límite Rethienense-Hettangiense debe situarse hacia la base de la Fm. Carniolas.

1.7 CRETACICO

En la hoja de Ateca los materiales cretácicos más antiguos pertenecen a la Fm. Arenas de Utrillas, que reposan discordantes sobre distintos términos del Lías inferior o sobre el Keuper sin que se haya detectado la presencia de "Facies Weald" y sedimentos Aptienses, que aparecen en otros puntos del Sistema Ibérico.

Los trabajos más importantes sobre el Cretácico de la región son los de AGUILAR et al. (1971), que definen formalmente la Fm. Arenas de Utrillas, MOJICA et al. y MOJICA (1977 y 1979), que precisan el límite Cenomaniense-Turonense mediante Ammonites en la zona de Nuévalos y Alhama de Aragón, MELENDEZ et al. (1980) sobre la sedimentología de los materiales carbonatados del Cretácico superior de Nuévalos y sobre todo el informe del IGME (1980) con un exhaustivo estudio de la sedimentología, paleogeografía y evolución tectónica del ciclo alpino en un sector de la Cordillera situado inmediatamente al Suroeste de nuestra hoja.

La Fm. Arenas de Utrillas ha sido estudiada en los cortes de Pantano de la Tranquera 2 (x: 756.650; y: 740.475) y Pantano de la Tranquera 3 (x: 757.550; y: 739.200). El Cretácico superior carbonatado en el corte de Pantano de la Tranquera 1 (x: 756.650; y: 737.750).

1.7.1 Fm. Arenas de Utrillas. Arenas conglomeráticas y lutitas (18). Albiense-Cenomaniense inferior

Aflora en el cuadrante suroccidental de la hoja en forma de estrecha franja continua con dirección NO-SE así como en el núcleo de las estructuras anticlinales que afectan a los materiales cretácicos.

Se encuentra siempre muy recubierta por derrubios de ladera con vertientes regularizadas.

Yace mediante una suave discordancia angular directamente sobre el Keuper o los términos inferiores del Lías, aunque localmente se observan netas discordancias angulares, con pliegues en el Jurásico que están arrasados por la Fm. Utrillas (hoja 25-18 Used).

La potencia de la formación en la hoja de Ateca oscila alrededor de los 100-120 m.

Está constituida mayoritariamente por niveles de arenas de grano medio a grueso subanguloso a subredondeado con abundantes clastos de cuarzo dispersos o concentrados en niveles, en capas de potencia irregular de varios decímetros a algunos metros. Hay intercalaciones de lutitas de variada coloración que suelen contener arena y en ocasiones cantos de cuarzo dispersos. Son frecuentes los nódulos ferruginosos.

Las arenas son normalmente arkosas (y subarkosas) con cuarzo, feldespato potásico, abundante matriz de caolinita poral y cemento poropelicular de óxidos de hierro. La composición original se modifica por la sustitución de algunos elementos (feldespatos, matriz, micas) por calcita poikilítica generada durante tiempos avanzados de la diagénesis. La matriz caolinítica es con toda probabilidad sedimentaria.

Normalmente los cuerpos arenosos tienen morfología tabular a escala de afloramiento aunque lateralmente se acuñan y tienen la base ligeramente erosiva, por lo que hay que considerarlos como facies canalizadas extensas. Suelen presentar estratificación cruzada de gran escala de tipo tabular o festoneado. Son muy frecuentes las gravas de cuarzo lechoso y/o cuarcita que se disponen dispersas en las láminas, en la base de algunas cicatrices internas, o formando niveles horizontales. También contienen cantos blandos.

Otros niveles arenosos tienen morfología clara de canales con bases cóncavas, erosivas sobre las lutitas u otros cuerpos arenosos, y presentando estratificación cruzada de gran escala.

Es frecuente el retoque erosivo del techo de algunos *megaripples*, con morfologías convexas que se rellenan por otro *megaripple* o por arena masiva. Abundan las superficies de reactivación de los mismos de tendencia sigmoidal, que se relevan lateralmente confiriendo al banco una estructura de cuerpos menores sigmoidales adosados lateralmente. También aparece en algunos niveles estratificación cruzada de pequeña escala debida a *ripples*. Localmente hay estratificación *herring bone*.

Hacia el techo hay secuencias de arena con estratificación *flaser* o arenas masivas bioturbadas y lutitas con estratificación *linsen* debida a *ripples* de arena, en el corte de Abanto (hoja 25-18 Used), que nos indican que localmente la parte superior de la unidad se ha depositado en una llanura de mareas. El resto no encaja de forma clara en un modelo netamente fluvial, pues algunas de las facies observadas muestran huellas de un cierto retoque de mareas. Modernamente se interpretan como sedimentos deltaicos (o fluvio-deltaicos) con un fuerte influjo de las mareas. Es decir un aparato deltaico que se destruye y reelabora en parte por las mareas y corrientes en una

paleogeomorfología de estuario constituido por el pasillo del aulacógeno celtibérico (ver capítulo 3. TECTONICA).

No se han encontrado restos de fósiles, lo que podría ser explicado por la gran influencia de aguas dulces continentales de pH ácido que dificultarían el desarrollo de vida marina y en último caso serían responsables de la "disolución" de los carbonatos orgánicos.

1.7.2 Margas y calizas con ostreidos. Arenas, arenas calcáreas y arcillas (21). Cenomaniense

Aflora en forma de delgada banda en el cuadrante suroccidental de la hoja. Constituye la base del resalte morfológico originado por las dolomías y calizas dolomíticas suprayacentes.

Forman los bordes de *combes* anticlinales más o menos complejos o frentes de *cuestas*.

Regionalmente la potencia de esta unidad oscila alrededor de los 50-70 m; en la sección del Pantano de la Tranquera se han medido 57 m.

Litológicamente es muy compleja dominando las litologías híbridas de carácter detrítico-carbonatado, son muy frecuentes las intercalaciones de arenas y arcillas de tipo utrilloide, con restos vegetales macerados, destacando la presencia de matriz (residual) de caolinita poral impregnada por óxidos de hierro y reemplazada por carbonatos poikilíticos. Las arenas son arkosas de grano medio y grueso ricas en feldespato potásico, cuarzo, glauconita oxidada y con turmalina y circón como accesorios. Es frecuente la estratificación cruzada de gran escala, ocasionalmente aparece *flaser*. En las arcillas son frecuentes los *ripples* aislados (estratificación *linsen*).

Los niveles calizos intercalados en las areniscas son *packstones-wackstones* con niveles de *grainstones*. En la base aparece un nivel dolomítico de 3 m de potencia que corresponde a una recristalización con crecimiento zonal dejando óxidos de hierro intersticiales y que puede corresponder a un estromatolito que sufre dolomitización penecontemporánea y recristalización de diagénesis temprana. Generalmente son biomicritas más o menos arenosas y con restos casi exclusivos de Ostrácodos o de Ostreidos (en ambos casos auténticas lumaquelas) con fragmentos de Equinodermos, Gasterópodos, Algas y Foraminíferos.

Hay dolomitización incipiente de la matriz que, a veces, es microdolomítica. Son frecuentes las texturas bandeadas (bandas con acumulación de bioclastos y/o terrígenos).

La unidad cartográfica suele terminar con una superficie ferruginosa con concentración de fauna (Caprínidos).

Se reconocen secuencias granodecrecientes de *grainstones-packstones*, a veces con base erosiva. Normalmente aparece estratificación cruzada de gran escala en la parte inferior de los bancos a la que sigue la laminación estromatolítica (con las láminas rotas o no) y/o *ripples* de oscilación sobreimpuestos. En otras ocasiones sólo se reconoce la laminación algal y los *ripples*. En toda la serie son muy abundantes los Ostreidos y Lamelibranquios siendo la bioturbación muy intensa. Se trata de secuencias somerizantes del tipo *shallowing-upward*.

Estos materiales se interpretan como depósitos desde litorales a *tidal-flat-lagoon* con fuerte influencia de aportes terrígenos, provenientes del continenete en los términos inferiores de la unidad.

Los Ostreidos corresponden a diversas especies de *Exogyra* (*flabellata*, *columba*, etc.).

Las margas intercaladas son muy fosilíferas y contienen microfauna muy variada.

Se han clasificado: *Daxia cenomana* CUVILL y SZAK; *Flabellamina alexanderi* CUSH, Ostrácodos como: *Schuleridea* aff. *crassa* DAMOTTE; *Platycythereis minuita* DAM. *Cythereis* aff. *praetexta* arta DAM, *Centrocythere denticulata* MERT, y Characeas: *Atopochara multivolvis* PECK, *Sphaerochara* aff. *brewsterensis* (GROVES y MADLER).

El conjunto define una edad Cenomaniense para la unidad cartográfica.

1.7.3 Dolomías y calizas bien estratificadas (20). Cenomaniense-Turo-niense

Dan origen a un fuerte resalte topográfico en los núcleos de *combes* y frentes de *cuestas* marcándose un acusado escalón sobre el terreno.

En la sección del Pantano de la Tranquera 1. tiene una potencia de 45 m disminuyendo la misma en dirección SE.

La mitad inferior de la formación está compuesta por biomicritas (*wackestones-packstones*) bien estratificadas en bancos de 0,30 a 1,20 m algo arenosas en la base. Las secuencias de 1 m de potencia media tienen bioturbación intensa, laminación criptalgal y *ripples* a techo.

En la mitad superior, dominan las dolomías, siendo menos frecuentes las calizas dolomíticas y calizas (*wackestones-packstones*) estratificadas en bancos de 0,50 a 1,50 m.

Son biomicritas con un 15-40% de restos de Lamelibranquios, Equinodermos y Algas a veces. En todos los niveles se aprecia dolomitización de tamaño fino a medio preferentemente en la matriz. En ocasiones se observa una orientación paralela de los bioclastos. Suelen estar muy bioturbadas,

presentan laminación, a veces de origen estromatolítico y *ripples* de oscilación.

En conjunto la unidad se interpreta como depósitos de llanura de mareas con predominio de términos intermareales.

En los tramos inferiores de la formación se han clasificado: *Daxia cenomana* CUVILL, y SZAK, *Nummoloculina* aff. *regularis* PHILIPSON, *Vidalina hispánica* SCHLUMB, *Hemicyclammina* sp y algas como: *Boueina* cf. *hochs tetterri* TOULA, *Neomreiss pfenderae* KONISHI y EPIS, *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, pertenecientes al Cenomanense.

La presencia de *Pithonella sphaerica* (KAUF) y *Hedbergella* sp nos da una edad Turoniense para el techo de la unidad cartográfica.

1.7.4 Calizas nodulosas, margas y limos (21). Turoniense

Dado su carácter "blando" da origen a rupturas de pendiente entre los escarpes morfológicos de las unidades infra y suprayacentes. Aflora en el cuadrante suroccidental de la hoja con una potencia media de 15 m.

Son calizas nodulosas de color gris claro estratificadas en bancos de 0,50 m. Domina la estratificación nodulosa y tienen un cierto grado de bioturbación, en algunos puntos se observan laminaciones cruzadas de pequeña escala debidas a *ripples* de oscilación. Son frecuentes los Ostreidos, Pectínidos, Equínidos, Crinoides, etc. A techo de la formación aparecen niveles de limos y arenas gris amarillentas.

Se han depositado en la zona submareal de una plataforma somera abierta.

En la base de esta unidad MOJICA et al. (1977) sitúan el límite Cenomaniense-Turoniense. Sin embargo se ha encontrado *Pithonella Sphaerica* (KAUF) y *Hedbergella* sp, en el techo de las dolomías bien estratificadas infrayacentes. En la hoja de Odón (25-19) situada al Sur, aparecen foraminíferos bentónicos y planctónicos como *Biplanata peneropliformis* HAM y SAINT-MARC, *Biconcava bentori* HAM y SAINT-MARC, *Heterohelix* sp, *Hedbergella* sp y Discórbidos que definen un Turoniense.

1.7.5 Dolomías con Rudistas y calizas en bancos (22). Coniaciense-Santonense

Constituye un importante resalte morfológico que ocasionalmente forma *cuestas*. Frecuentemente forma parte de las vertientes escarpadas de profundas gargantas y hoces (Río Piedra).

Aflora en el cuadrante suroccidental de la hoja y ha sido estudiada en la

columna de Pantano de la Tranquera 1 (x: 756.650; y: 737.750) donde se han medido 210 m de sedimentos de esta unidad cartográfica.

Pueden distinguirse dos tramos:

— Uno inferior de 75 a 80 m de dolomías masivas blanquecinas, con algunos niveles con estratificación difusa. Contienen geodas de calcita y Rudistas recristalizadas. En la base son biomicritas (*mudstones*) con Rudistas, Foraminíferos y Miliólidos, que se presentan muy dolomitizadas, con cristales muy gruesos, afectando principalmente a la matriz. Hay procesos importantes de dedolomitización y óxidos de hierro asociados a bioclastos. En la parte alta dominan las dolomías gruesas con señales de disolución, dedolomitización y karstificación. Localmente aparecen estructuras de megaestratificación cruzada de escala métrica o decamétrica que se interpretan como los flancos de los biohermes de Rudistas. Lateralmente puede pasar a brechas calcáreas con clastos de dolomías y de calizas con organismos constructores. Se trata de depósitos de plataforma interna restringida en los que se podrían distinguir subambientes de arrecife, talud arrecifal y sedimentos interarrecifales, que por desgracia quedan enmascarados por la dolomitización.

— El tramo superior tiene 130-135 m de potencia. Dominan las calizas siendo ocasionales los niveles dolomíticos. Están estratificadas en capas de 0,30 a 0,50 m y en algunos puntos se observan planos de estratificación ondulados.

Normalmente se trata de *wackstones-packstones* con algunos bancos de *grainstones*. Son biomicritas con Miliólidos, Equinodermos y Foraminíferos, algo gravelosas; biograevesparitas e intrabioesparitas en que los intraclastos son fragmentos de micritas con Ostrácodos y Miliólidos.

Domina la laminación paralela con *ripples* de oscilación, laminación estromatolítica. Son muy frecuentes los niveles de "dolomías con cantos negros" resultantes de una intensa removilización (por edafización?) de los lodos micríticos. Algunos bancos de *grainstones* tienen estratificación cruzada de gran escala. Se interpretan como depósitos de plataforma interna restringida, con formación de *lagoons* más o menos aislados, con episodios de barras y canales.

En la unidad superior se han clasificado: *Idalina* cf. *antiqua* D'ORB y abundantes Miliólidos que definen una edad Santoniense.

Aunque paleontológicamente no se ha detectado el Coniaciense, debe estar representado al menos en la parte inferior del nivel masivo con Rudistas, que incluso puede llegar a ser Turoniense (MELENDEZ et al. 1980).

1.7.6. Calizas con Miliólidos (23) Santoniense

Aflora en el ángulo suroccidental de la hoja.

Constituyen las vertientes escarpadas de la hoz del río Piedra. A veces dan origen a morfologías tipo *chevrons* en los reversos de las cuestras formadas por la unidad anterior. Es muy frecuente que se encuentran arrasadas por la superficie de erosión del Plioceno constituyendo planicies de materiales calcáreos en los que la red fluvial se encaja profundamente.

En la columna del Pantano de la Tranquera 1 se han medido 70 m sin llegar al techo que está erosionado por conglomerados terciarios.

Está constituido por calizas en bancos de colores blanquecinos con alguna delgada intercalación margosa y se caracteriza por la presencia de grandes Miliólidos observables a simple vista.

Los límites inferior y superior son fuertemente diacrónicos e irregulares. El inferior es difícil de fijar pues los bancos calcareníticos se intercalan a techo de las dolomías infrayacentes a diferentes alturas. Lateralmente pasa hacia el techo a las margas y dolomías superiores por intercalación de niveles margosos y dolomitización. Esta unidad de margas y dolomías no aflora en la hoja de Ateca, pero está bien representada en la hoja de Used situada inmediatamente al Sur.

Dominan los *grainstones*. En la base hay biomicritas ricas en Foraminíferos y fragmentos de Lamelibranquios, que pasan a Intrabioesparitas con grandes Miliólidos, intraclastos micríticos algáceos y cemento de calcita drusiforme freático (sintaxial alrededor de Equinodermos).

Algunos bancos presentan estratificación cruzada de gran escala en las que se pueden reconocer morfologías de barras y canales. Los planos de estratificación pueden ser ondulados confiriendo aspecto noduloso a algunos niveles.

Estos materiales se depositaron en una plataforma interna restringida dominando las barras y canales desarrollados en aguas someras (*bioclastic sand-shoal*). Se pueden reconocer ambientes más cerrados de tipo *lagoon* (margas y dolomías) e incluso montes de fango calizo de tipo biohémico fijados por Algas y Rudistas (*mud-mounts*).

Entre las muchas especies de Foraminíferos clasificados destacamos: *Lacazina?* cf. *elongata* MUN-CHALM (muy deformada), *Idalina antiqua* D'ORB, *Dicylcina schlumbergeri* MUN-CHALM, *Rotalia* cf. *reicheli* HOTT, *Spirocyclus choffati* MUN-CHALM que definen el Santoniense.

1.8 Terciario

Afloran en la hoja sedimentos de edad neógena que se localizan en dos

áreas diferentes: la de mayor extensión se sitúa en el cuadrante NE de la hoja, cuyos materiales forman parte de la cuenca de Calatayud; una segunda área se sitúa en el ángulo SW, donde los materiales neógenos pertenecen a la cuenca de Almazán.

Se trata de sedimentos detríticos, carbonatados y evaporíticos, depositados en régimen continental, y que de forma continua van rellenando desde el Mioceno inferior hasta el Plioceno las depresiones citadas de Calatayud y Almazán.

1.8.1 Conglomerados y brechas silíceas rojas (24). Ageniense superior-Turolense

Se sitúa esta unidad en la mitad nor-oriental de la hoja, formando una alineación de sierras en dirección NW-SE, en general de pendientes elevadas correspondientes a vertientes regularizadas, con incisiones de cárcava recientes.

Constituye la unidad marginal o de borde de la depresión neógena de Calatayud-Teruel, apoyándose en discordancia sobre materiales paleozoicos al S; hacia el N pasa lateralmente a los depósitos más finos de la depresión. Su potencia total es superior a los 300 m.

Las brechas forman bancos de 1 a 5 m de potencia, de gran continuidad lateral y base plana. Los cantos son muy angulosos y presentan elevada heterometría. Pueden presentar secuencias granodecrecientes y también imbricación de los cantos. La matriz apenas existe.

El tramo medio está formado por la alternancia de microdolomías ferrósas y tramos de limos grises, con alguna intercalación arenosa, en ciclos de 3 a 8 m de potencia. El espesor total del tramo es de unos 30 m.

El tramo superior consta de más de 85 m de conglomerados arcillosos rojos en bancos potentes (de 8 a 20 m), con intercalaciones de limos arcillosos rojos de unos 2 m de espesor.

La naturaleza de los cantos es silíceo, siendo cuarcitas, areniscas, limolitas y pizarras, procedentes de los relieves adyacentes.

Las areniscas intercaladas corresponden a litarenitas de grano grueso formadas por granos de cuarzo, fragmentos de cuarcitas, pizarras y rocas ferruginosas, cementadas por matriz arcillosa con parches de cemento dolomítico. Los granos son subangulosos a subredondeados, excepto los de cuarzo, que presentan menor redondeamiento. Como minerales accesorios se encuentran la turmalina y el circón.

Los limos son en general de color gris y contienen materia orgánica, aunque hacia la base del tramo son de color rojizo. Pueden tener granos

dispersos de composición similar a la de las areniscas, y aparecen impregnados por microdolomita y óxidos de hierro.

Las intercalaciones carbonatadas corresponden a microdolomías ferrosas, con granos dispersos de cuarzo y fragmentos de rocas pizarrosas; presentan microlaminación con bandeado, de origen probablemente algal.

El origen de los depósitos puede atribuirse a aportes de tipo debris-flow relacionados con abanicos aluviales, alternando con episodios palustres localizados, esporádicamente se instalarían canales extensos y poco profundos.

1.8.2 Conglomerados y limos arenosos rojos (25). Aragoniense

Aflora esta unidad al N de la hoja, en las proximidades de Ateca, y representa el tránsito entre las brechas y conglomerados de borde (24) y los limos rojos de la unidad 28. Su expresión morfológica es poco acusada, y su potencia es superior a los 60 m.

Litológicamente está constituida por gravas y arenas en paleocanales, alternando con tramos de limos arenosos de color rojo. La potencia de los paleocanales es de 1,5 a 2 m y presenta cierta continuidad lateral. Las paleocorrientes se dirigen al E.

El yacimiento de Ateca III permite situar a esta unidad en el Mioceno inferior. Han sido citados: *Anchitherium* sp, *Cinotherium miocenicum* y *Palaeomeryx* sp.

1.8.3 Limos rojos, calizas palustres y conglomerados (26). Aragoniense-Vallesiense

Aflora esta unidad entre Terrer y Morata del Jiloca, situándose entre las unidades conglomeráticas (al SO) y las yesíferas (al NO). La expresión morfológica es muy suave, siendo las pendientes poco acusadas debido al modelado en glaciares y vertientes regladas. Ocasionalmente se encuentran incisiones en forma de cárcavas.

La litología es fundamentalmente limosa. En los tramos de limos rojos se intercalan niveles de paleosuelos carbonatados y calizas palustres; esporádicos niveles poco potentes de conglomerados silíceos; tramos de arcillas rojas y limos verdosos. La potencia total es superior a los 100 m.

El ambiente sedimentario es atribuible a zonas distales de abanicos aluviales.

La fauna corresponde a roedores y grandes vertebrados. Los yacimientos de Ateca y Munébrega han dado fauna del Mioceno inferior-medio: *Anchitherium* sp, *Cinotherium miocaenicum*, "*Rhinoceros*" sp, *Listriodon* sp y *Zygalophedon turicensis*.

1.8.4 Limos rojos y yesos (27). Aragoniense

Aflora en la zona de Fuentes del Jiloca, donde se encuentra en laderas de pendiente acusada.

Lateralmente equivale a los limos rojos (26) y hacia arriba pasa a las unidades carbonatadas del Mioceno superior.

Está formada esta unidad por tramos de limos rojos, con algunas intercalaciones de limos grises, y que se caracterizan por contener grandes nódulos de yeso de estructura fibroso-rodada, de hasta 3 m de diámetro, en cuyo núcleo se encuentran a veces nódulos de sílex. La potencia total es superior a 100 m.

El medio sedimentario corresponde a la transición entre las facies distales de abanico y las playas salinas.

En las proximidades de Fuentes, además de peces, batracios, carnívoros e insectívoros indeterminados se ha identificado *Petenya dubia* BACH y WILSON.

1.8.5 Arcillas grises y yesos (28). Aragoniense-Vallesiense

Aflora esta unidad en los alrededores de Velilla dando una expresión morfológica en general suave, con pendientes poco acusadas, debido a los glacis superpuestos y a las vertientes regladas, en los que localmente se entallan cárcavas.

Litológicamente consiste en tramos de arcillas de color gris en los que se intercalan niveles centimétricos de yeso. A veces el yeso forma nódulos aislados en las arcillas. La potencia total de la unidad es de unos 100 m.

Lateralmente se pasa a la unidad de limos rojos, conglomerados y calizas palustres (26), a los limos rojos con yeso (27) y a los yesos masivos (29); hacia arriba se pasa a las margas y calizas (32).

El medio sedimentario puede interpretarse como lacustre con episodios de playas salinas.

1.8.6 Yesos y arcillas grises (29). Aragoniense

Los afloramientos de esta unidad se encuentran en el cuadrante NE de la hoja, especialmente en las zonas de Calatayud, Valdegalindo, Maluenda y Villalba de Perejiles.

La expresión morfológica suele ser accidentada, con fuertes pendientes debidas a la incisión lineal de los barrancos.

Litológicamente consiste en capas de yeso de 15 a 20 cm de potencia,

separadas por juntas de arcilla de color verde. Los yesos son generalmente alabastrinos, laminados en bordes de escasos milímetros. La estratificación es horizontal e irregular. No se ha encontrado fauna en esta unidad.

El medio sedimentario se interpreta como playa salina.

1.8.7 Arcillas, margas, yesos y calizas (30). Aragoniense

Aflora esta unidad en el ángulo nororiental de la hoja, dando un relieve suavemente abombado.

Se trata de una unidad compleja constituida por arcillas en las que se intercalan tramos carbonatados y yesíferos. Las calizas son micritas y microdolomías con granos de cuarzo en lentejones y niveles; así como dismicritas. Las arcillas están formadas por illita (75%) con una pequeña cantidad de caolinita (5%).

El ambiente sedimentario parece corresponder a zonas de lagos (encharcamiento no permanente), o bien en zonas de "playa" relacionados con lagos.

1.8.8 Conglomerados mixtos (31). (Ageniense-Aragoniense)

Aflora en el ángulo SO de la hoja, en las proximidades de Ibdes. Forma parte de la depresión de Almazán.

Está constituida por niveles de conglomerados de elementos mixtos de gran tamaño (calcáreos y silíceos), alternando con niveles de areniscas y de limos arcillosos.

Los bancos de conglomerados presentan gran continuidad lateral y base plana, así como estratificación oblicua e imbricación de las cantos.

El ambiente sedimentario se corresponde a zonas proximales de abanicos aluviales.

1.8.9 Calizas, margas y arcillas ligníferas (32), y calizas de algas (33). (Aragoniense superior-Turolense medio)

Afloran estas unidades al noreste de la hoja, entre los ríos Jiloca y Perejiles, dando una morfología accidentada con fuertes pendientes, en las laderas de las mesas coronadas por el Páramo. Se apoya en las unidades yesíferas, y su potencia es de unos 80 m.

Se han estudiado en las secciones de Villaalba de Perejiles y Velilla.

La litología es fundamentalmente carbonatada con niveles de calizas de base irregular, de margas blancas y de arcillas oscuras con Gasterópodos.

Los niveles carbonatados son microdolomías con oncolitos y micritas con trazas de ostrácodos y characeas. En todo el tramo las muestras presentan señales de epigénesis de sulfatos por carbonatos, y en ocasiones aparecen vacuolas de disolución rellenas con calcitas. Algunos niveles de calizas han sido diferenciados en la cartografía (33).

Las margas contienen *Candona praecox*, *C. exigua* y *C. molassica* STRAUB.

El ambiente sedimentario correspondería a un medio palustre, con tendencia o con episodios de elevada salinidad.

Los niveles oscuros son ricos en restos de vertebrados, entre los que se ha identificado (yacimientos de Fuentes): *Kowalskia fablbuschi* BACHMAYER y WILSON; *Valeryomys aff. vireti* SCHAUB; *Megacrictodon* sp. nov. o *minutus* DAXNER; *Mymomys* cf. *dehmi* DE BRUIJN; *Hispomys freudenthali* VAN DE WEERD; *Desmana* sp.; *Soricido* indet.; *Prolagus crusafonti* LOPEZ; *Parapodemus barbarae* VAN DE WEERD; *Occitanomys adroveri* THALER; *Ruscinomys schaubi* VILLALTA Y CRUSAFONT; *Desmanella crusafonti* RUMKE; *Galerix* sp; *Erinaceus* sp; que permiten situar los niveles más altos de la unidad en el Turolense inferior a medio.

Otros vertebrados identificados son peces, tortugas, rumiantes y batracios.

1.8.10 Arcillas rojas y conglomerados silíceos (34). (Turolense)

Aflora esta unidad en la misma zona que la anterior, sobre la que se apoya. Su potencia puede variar entre 10 y 50 m.

Está constituida por arcillas y limos rojizos, a veces con nódulos carbonatados, en los que se intercalan niveles y paleocanales de conglomerados silíceos.

1.8.11 Calizas y margas (35). Turolense-Rusciniense

Aflora extensamente al NE de la hoja, entre los ríos Jiloca y Perejiles, formando el techo una meseta con bordes escarpados.

Se trata de una unidad carbonatada, que en la literatura geológica se conoce como "caliza del Páramo". Su potencia máxima es de unos 25 m.

En la base de la unidad aparecen niveles margosos con intercalaciones de arcillas oscuras con abundantes restos de Gasterópodos. Hacia arriba se pasa a dismicritas con Ostrácodos y Gasterópodos, que alternan con niveles oncolíticos y estromatolíticos, y a veces con biomicritas de Gasterópodos,

Ostrácodos y Characeas. Estas facies pueden estar relacionadas lateralmente.

El medio sedimentario de la unidad se interpreta como lacustre con episodios palustres.

En cuanto a edad, los yacimientos de vertebrados de la zona de Velilla han dado zonas MN, 13 a 15, correspondientes al Turolense superior y el Rusciniense. Se identificaron: *Apodemus dominans* KRETZOI; *Apodemus jeanteti* MICHAUX; *Apodemus* aff. *gudrunae* VAN DE WEERD; *Atlantoxerus* cf. *rhodius* DE BRUIN; *Cricetus barrieri* MEIN y MICH; *Bricetus* cf. *kormosi* SCHAUB; *Desmana pontica* SCHREUBER; *Desmanella crusafonti* RUMKE; *Paraethomys meini* (MICHAUX); *Prolagus michauxi* LOPEZ; *Rusciniomys lasallei* ADROVER; *Stephanomys medius* CORDY; *Stephanomys ramblensis* VAN DE WEERD; *Trilophomys pyrenaicus* DEPERET; *Trischizolagus* indet.

1.8.12 Conglomerados silíceos rojos; areniscas y limos (36). (Rusciniense-Villanyense)

Se localiza esta unidad en la zona norte-central de la hoja, donde constituyen una meseta inclinada hacia el valle del Jalón.

Los depósitos están constituidos por conglomerados de cantos silíceos con matriz limolítica roja; en las proximidades de Calatayud se intercalan en la serie conglomerática tramos de arcillas y areniscas.

1.8.13 Brechas y limos rojos (37). (Rusciniense-Villanyense)

Corresponde esta unidad a los depósitos existentes sobre el Paleozóico en la zona SE de la hoja, en las proximidades de Alarba y Acered.

Se trata de limolitas arenosas de colores rojizos en los que se intercalan niveles de brechas de elementos paleozoicos angulosos.

1.9 CUATERNARIO Y DEPOSITOS SUPERFICIALES

Los depósitos cuaternarios ocupan zonas generalmente de pequeña extensión, que se sitúan irregularmente en la hoja.

Generalmente los mayores afloramientos están relacionados con los cursos fluviales actuales (Jalón, Piedra, Jiloca y Perejiles), así como en la depresión de origen tectónico de Munébrega.

El origen de los depósitos es fundamentalmente fluvial o gravitatorio, y

CUADRO RESUMEN DE FORMACIONES SUPERFICIALES

Unidad. Cartog.	Interv. Espe. M.	Textura	Ambiente sedimentario	Excavabilidad y cementación	Posición fisiográfica topográfica	Drenaje Erodabilidad	Riesgos	Cronología	Usos
F ₁ h	1-3	Gravas de cuarcitas y limolitas, sin matriz	Fluvial	Fácilmente excavables. Materiales sueltos	Fondo de valle Terreno llano	Excesivamente drenado	Avenidas Inundaciones	Holoceno	Aridos
F ₂ h	1-10	Gravas cuarcíticas, matriz limo-arenosa; arenas; limos a techo		Fácilmente excavable. No cementado		Erosión en surcos moderados			Aridos zahorras, uso agrícola
F ₃ h	1-10	Limo arcilloso; cantos y bloques estratificados en niveles	Fluvio-torrencial		Fondos de valle	Bien drenado Erosión en surcos moderados			Agrícola
F ₄ h	1-10	Tobas calizas	Fluvio-lacustre	Excavable según zonas. Cementación moderada	Laderas y fondos de valle	Bien drenado Erosión moderada a severa	Desprendimientos		Ornamental
F ₅ h	1-20	Conglomerados y brechas limosas estratificadas	Abanico Fluvio-torrencial	Excavable Cementación escasa	Abanico, Conos	Bien drenado Erosión en surcos	Avenidas		Agrícola
F ₆ m	1-3	Gravas cuarcíticas	Fluvial		Terrazas	Bien drenado Erosión severa	Desprendimientos	Pleistoceno medio	Aridos agrícola
GR ₁ h	1-5	Cantos y bloques; matriz areno-limosa	Gravedad, vertientes	Fácilmente excavable No cementado	Vertientes, Laderas	Bien drenado; erosión moderada en surcos		Holoceno	Agrícola
GR ₂ h	1-5	Cantos y bloques, matriz limo-arcillosa							
MP ₁ h	>3	Cantos silíceos en matriz areno-limosa	Glacis	Excavable cementación escasa	Glacis colgado	Bien drenado; erosión severa en surcos	Desprendimientos	Pleistoceno infer.	Agrícola Aridos
MP ₂ pt	>3							Pleistoceno medio	
MP ₃ m	>3							Pleistoceno super.	Agrícola
MP ₄ s	>3								
MP ₅ s	>3								
MP ₆ s	>3	Brechas de cuarcitas y pizarras; matriz limo-arcillosa roja	Fluvio-torrencial + gravedad	Excavable con medios mecánicos; cementación moderada	Fondo de valle				
MP ₇ p	>3	Conglomerados, areniscas y limos; gravas silíceas en matriz limo-arcillosa roja	Glacis-abanico		Ladera	Bien drenado; erosión moderada a severa en surcos	Deslizamientos	Plioceno	

su litología es de carácter detrítico con la excepción de las tobas calcáreas del valle del Piedra. Siguiendo el pliego de condiciones técnicas del proyecto se ha realizado un Mapa de Formaciones Superficiales a escala de 1:50.000, del que se incluye en esta memoria una reducción a escala aproximada de 1:100.000.

En él se diferencian Substrato y Formaciones superficiales, quedando éstas definidas por su génesis y textura. Acompaña además un "Cuadro resumen de Formaciones Superficiales" en el que se especifican un conjunto de propiedades selectas de las mismas como: Intervalo de espesores, Textura, Excavabilidad, Cementación, Topografía, Drenaje, Erodabilidad, Riesgos, Usos, etc. Los parámetros de cementación, posición fisiográfica, topografía, drenajes y erodabilidad se expresan en el sentido de la: "Guía para la descripción de perfiles de suelos de la F.A.O. 1977".

1.9.1 Gravas cuarcíticas con materia arcillosa roja (38) (Mp_{6i}) Pleistoceno

Afloran en las proximidades de Munébrega donde rellenan una depresión de origen tectónico.

Litológicamente se componen de limos arcillosos rojizos y de niveles de granos silíceos. Localmente existen niveles de costras carbonatadas. En el mapa de formaciones superficiales se ha representado la sigla MP_{6i}.

1.9.2 Gravas de cuarcita y caliza (Terrazas) (39). (F_{6m}). Pleistoceno

Afloran en pequeños retazos en la margen derecha del río Jalón, donde en la bibliografía se citan 11 niveles. De ellos, el más alto (+ 85 m) enlaza con depósitos de glacia. En la cartografía se han representado conjuntamente con la sigla F_{6m}.

1.9.3 Glacis de gravas cuarcíticas (40) (Mp_{1h}, MP_{2p}, MP_{3m}, MP_{4i} y MP_{5i}) Pleistoceno

Se localiza principalmente en las proximidades de los ríos Jalón, Jiloca y Perejiles.

El glacis más antiguo en la zona del Jalón enlaza con la terraza más alta (+ 65 m).

Desde el punto de vista litológico se trata de gravas cuarcíticas que presentan frecuentes encostramientos carbonatados. Los cantos son subangulosos a subredondeados con tamaños inferiores a 15 cm, y están englobados en una matriz limo-arcillosa. La potencia puede sobrepasar los 3 m.

ATECA

437
25-17

LEYENDA

FORMACIONES SUPERFICIALES

ORIG.	FLUVIAL		GRAVEDAD		MIXTO		DESCRIPCION TECTURAL
SIG. TEXTURA	Fondos de v. Llanuras aluviales	Terrazas	Abanicos aluviales	Travertinos	Coluviones y depositos de ladera	Glacis	
	F ₁ h	F ₆ m					Gravas de cuarcitas y limolitas, sin matriz o con matriz arenosa.
	F ₂ h						Gravas cuarcíticas con matriz limo-arenosa; arenas; limos a techo.
	F ₃ h		F ₃ h				Gravas y brechas arcillo-limosas; limos con cantos y bloques.
				F ₄ h			Tobas calizas.
					GR ₁ h		Limos arenosos con cantos y bloques de calizas y cuarcitas.
					GR ₂ h		Limos arcillosos con cantos y bloques silíceos.
						MP ₁ h, MP ₂ h, MP ₃ h, MP ₄ h, MP ₅ h, MP ₆ h, MP ₇ h, MP ₈ h, MP ₉ h, MP ₁₀ h	Conglomerados silíceos con matriz limo-arenosa.
						MP _p	Conglomerados silíceos; areniscas; limos. Matriz limo-arcillosa roja.

SUBSTRATO

- I₁** = Diques de cuarzo blanco. No ripable. Alteración nula.
- I₂** = Riolitas y dacitos gris oscuro. Tonos verdosos. No ripable, extremadamente cementado. Alteración media, erosión laminar.
- S₁** = Brechas y conglomerados cuarcíticos en bancos métricos; limolitas intercaladas. Rojos a pardo-rojizos. Ripable con medios mecánicos, cementación media. Alteración nula. Erosión en surcos y cárcavas.
- S₂** = Conglomerados de gravas y bolos redondeados calcáreo-silíceos; areniscas y limos. Pardo-rojizos. Ripable con medios mecánicos; no ripable en zonas. Cementación media a fuerte. Alteración nula. Erosión en surcos.
- S₃** = En la base conglomerados cuarcíticos de gravas y bolos redondeados en capas de 0,5 a 3 m, alternando con areniscas de grano grueso a medio. Rojos a pardo-rojizos. A techo areniscas y limolitas rojas. Ripable con medios mecánicos. Fuertemente cementados. Alteración nula. Erosión ligera en surcos.
- S₄** = Arenas y areniscas cuarcíticas de grano grueso a medio en capas de 0,1 a 3 m, con intercalaciones de arcillas y limolitas. Blancas a blancamarillentas. Ripable con medios mecánicos en los tramos de areniscas fuertemente cementados. Alteración nula. Erosión ligera en surcos, y en algunos puntos severa con formación de cárcavas.
- S₅** = Pizarras y cuarcitas de grano fino a medio alternando en bancos de 0,1 a 2 m de potencia. Gris claro a gris oscuro. Ripable con medios mecánicos. Tramos cuarcíticos potentes no ripables, estando extremadamente cementados. Alteración media en las pizarras y nula en las cuarcitas. Erosión ligera en surcos.
- S₆** = Limolitas rojas y conglomerados silíceos, color rojo. Ripable con medios mecánicos. Cementación media a baja. Alteración escasa. Erosión ligera en surcos y severa en algunos puntos con formación de cárcavas.
- S₇** = Limolitas rojas masivas, con algunos niveles de calizas pelustres de 0,1 a 1 m. Color rojo a pardo-rojizo. Ripable, tramos carbonatados no ripables, estando fuertemente cementados. Alteración escasa. Erosión ligera en surcos, localmente severa en cárcavas.
- S₈** = Arcillas y yesos; color rojo en tonos abigarrados. Ripable, tramos de yeso masivo a techo de tonos blancos. Alteración baja. Erosión severa en cárcavas.
- S₉** = Arcillas y yesos, colores grises. Fácilmente ripable, niveles y grandes nódulos de yeso masivo no ripables. Alteración baja. Erosión severa en surcos y cárcavas.
- S₁₀** = Arcillas, calizas y yesos, colores grises. Ripable; niveles de caliza de menos de 1 m. no ripables. Alteración baja. Erosión moderada en surcos.
- S₁₁** = Margas y calizas, colores grises a blancos. Ripable con medios mecánicos. Alteración baja. Erosión moderada en surcos.
- S₁₂** = Calizas de algas y margas. Colores grises a blancos. No ripable; cementación fuerte. Alteración baja. Erosión moderada a ligera.
- S₁₃** = Calizas y dolomías con intercalaciones de margas en capas de 0,30 a 1,5 m. Gris claro a gris oscuro. No ripable, extremadamente cementado. Alteración nula a baja. Erosión moderada a ligera.
- S₁₄** = Calizas y dolomías en algunos puntos brechas calizas en capas de 0,2 a 2 m. Gris oscuro a gris amarillento. No ripable. Extremadamente cementado. Alteración nula a baja. Erosión moderada a ligera.
- S₁₅** = Yesos masivos o con delgados niveles arcillosos intercalados. Gris claro a gris oscuro. No ripable. Erosión moderada a fuerte en surcos. Alteración baja.

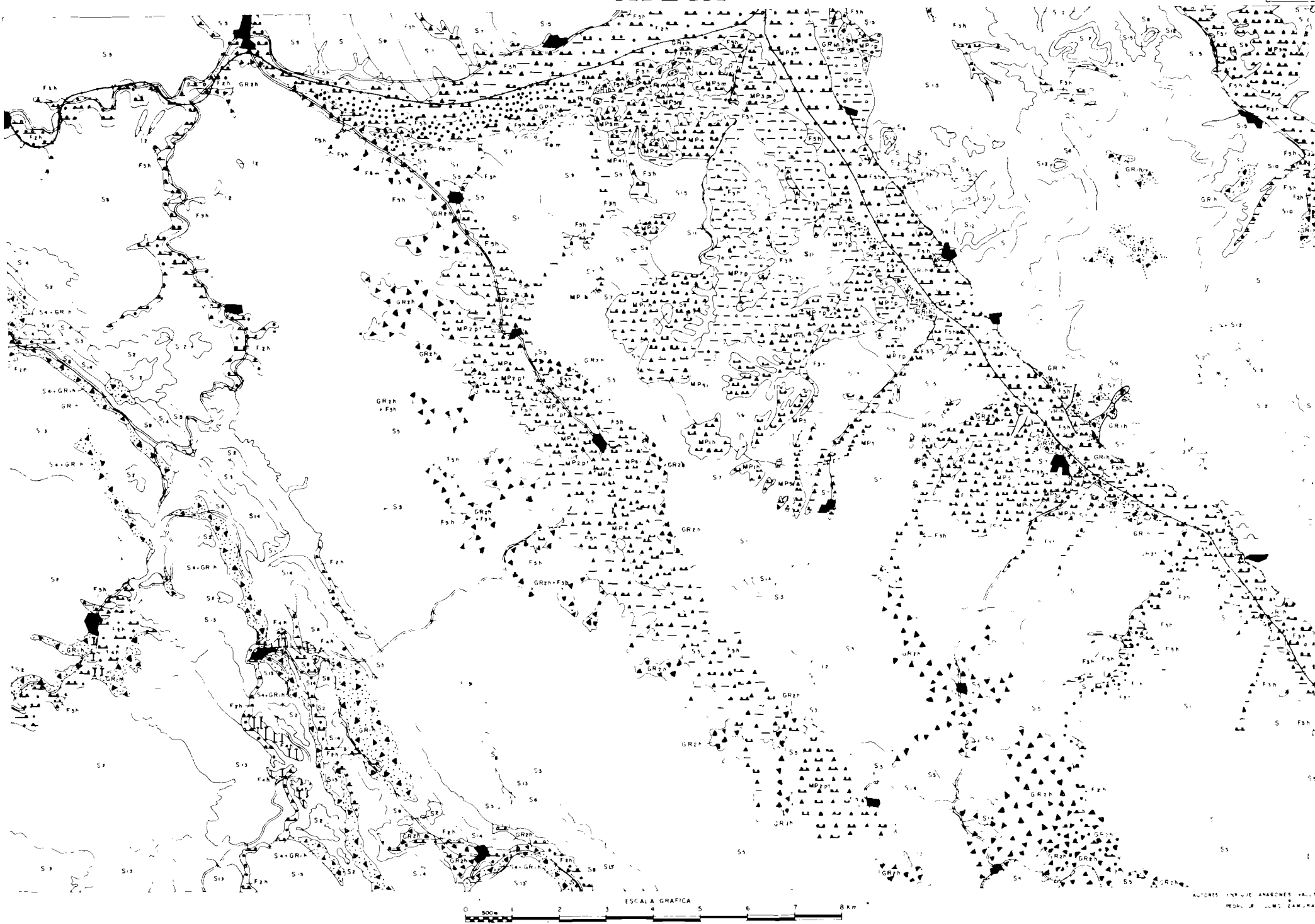
SIGNOS CONVENCIONALES

OBRAS HUMANAS

- Núcleos urbanos
- Carreteras
- Ferrocarriles

YACIMIENTOS

- Inactivos
- Activos



AUTORES: INEQUIE ANAGNES VALLS
MEDIO: J. L. JORDA

En el mapa de formaciones superficiales figuran con las siglas MP_{1h} , MP_{2p} , MP_{3m} , MP_{4l} , y MP_{5i} .

1.9.4 Conos de deyección (41) (F_{5h}). Pleistoceno-Holoceno

Se encuentran estos depósitos en las desembocaduras de los torrentes, siendo frecuentes en la hoja.

Es característica su morfología en abanico, más o menos degradada.

Litológicamente están constituidos por cantos de cuarcitas y pizarras englobados en una matriz limoarcillosa de tonos pardos.

En el mapa de formaciones superficiales figuran como F_{5h} .

1.9.5 Brechas cuarcíticas y calizas (Coluviones) (42) (GR_{1h}) Pleistoceno-Holoceno

Generalmente se trata de depósitos constituidos por cantos y bloques del material subyacente, y que se encuentran englobados en una matriz limo-arcillosa parda. Figura como GR_{1h} en el mapa de formaciones superficiales.

1.9.6 Gravas cuarcíticas (43) (F_{1h}). Gravas y limos (44) (F_{2h}) (Aluvial). Holoceno

Se incluyen en este apartado los sedimentos aluviales depositados por los principales ríos que cruzan la hoja.

Se trata fundamentalmente de gravas cuarcíticas, arenas y arcillas; generalmente están recubiertas por un horizonte de limos (44).

En la cartografía se han separado las gravas limpias, sin matriz ni recubrimiento, que constituyen el lecho móvil actual (43).

En el mapa de formaciones superficiales figuran como F_{1h} y F_{2h} .

1.9.7 Limos y gravas (45) (F_{3h}). Holoceno

Comprende los depósitos que forman el lecho de los torrentes y valles de fondo plano, donde los limos arenosos predominan sobre las gravas.

En el mapa de depósitos superficiales figuran como F_{3h} .

1.9.8 Tobas calcáreas (46) (F_{4h}). Holoceno

Se encuentran en el ángulo SO de la hoja principalmente en el valle del río Piedra, y también en el río Mesa.

Son formaciones carbonatadas muy porosas, depositadas sobre vegetales, cuya forma reproducen.

Figuran como F_{4h} en el mapa de formaciones superficiales.

2 TECTONICA

2.1 TECTONICA REGIONAL

El área estudiada es compleja desde el punto de vista geotectónico. En ella el sistema de fosas terciarias de Calatayud y del Jiloca separan las clásicas Rama Aragonesa, al NE, y Rama Castellana, al SW, de la Cadena Celtibérica. Esta cadena está clasificada por JULIVERT et al. (1974) como una cadena de tipo intermedio entre las áreas de plataforma y los orógenos alpinos ortotectónicos pues, a pesar de la a veces intensa deformación de los materiales mesozoico-terciarios, no presenta las características del orógeno alpino propiamente dicho, al no tener ni su evolución sedimentaria ni su estilo tectónico en forma de mantos. Carece, por otra parte, de metamorfismo y la actividad magmática, si bien presente (vulcanismos jurásicos, ofitas triásicas, etc.) es ciertamente reducida.

El conjunto de la Cadena Celtibérica ha sido recientemente interpretada (ALVARO et al. 1978; CAPOTE, 1978), como una estructura tipo aulacógeno, desarrollada por distensión desde el Trías hasta finales del Jurásico; esta evolución fue interrumpida por los movimientos tectónicos neokimméricos y aústricos, cuyo carácter fue esencialmente de tipo vertical. Durante el Cretácico superior la evolución muestra algunos rasgos del anterior desarrollo tipo aulacógeno, pero esto definitivamente terminó cuando fue intensamente acortado y plegado como consecuencia de los esfuerzos compresivos transmitidos al interior de la Península desde las zonas móviles pirenaica y bética.

El estilo tectónico es de zócalo y cobertera y su esencial característica es la presencia de dos grandes ciclos orogénicos diferentes, el Ciclo Hercínico, que estructuró los materiales paleozoicos del zócalo, y el Ciclo Alpídico que afectó tanto al zócalo como a la cubierta sedimentaria mesozoico-terciaria.

2.1.1 Tectónica del zócalo hercínico

Los caracteres estratigráficos y tectónicos de los afloramientos paleo-

zoicos del área estudiada permiten considerarlas como prolongación hacia el SE de la Zona Astur-Occidental Leonesa (LOTZE, 1945; JULIVERT et al. 1974) del Macizo Hespérico. Tectónicamente el rasgo más importante es la presencia de una fase de plegamiento principal que desarrolló las estructuras más visibles y la esquistosidad de plano axial dominante en toda la región. Las direcciones dominantes en el área de la hoja son NO-SE, si bien a escala de la Cadena Celtibérica puede cambiar en otras áreas hasta ser N-S. La vergencia de las estructuras es hacia el NE, coherente con la situación dentro del conjunto de la Cadena Hercínica española. Los pliegues suelen ser una combinación de los tipos 1C y 3 de la clasificación de Ramsay, los primeros en las rocas competentes (areniscas y cuarcitas) y los segundos en las capas pelíticas.

La esquistosidad S1, desarrollada como consecuencia del aplastamiento generalizado que acompañó a esta fase principal, es de flujo en las rocas esencialmente pelíticas y de fractura en las rocas samíticas, más competentes. En la mayor parte de los pliegues su posición, al igual que la de los planos axiales de los pliegues, es erguida con buzamientos entre 70° y 80°. Sin embargo en la región de Las Nogueras adopta una posición tendida que se corresponde con una estructura en forma de pliegue tumbado.

Localmente se han localizado micropliegues que afectan a la esquistosidad S1 y que, por lo tanto, corresponden a una segunda fase de plegamiento. Fuera del área investigada, como por ejemplo en la región de Calatayud Paracuellos de Jalón, se encuentran también datos que muestran la existencia de dos fases de plegamiento, como figuras de interferencia tipo cartón de huevos y una esquistosidad incipiente S2. En ese mismo área existe una tectónica de cabalgamientos vergentes al NE, que fue interpretada primeramente (LOTZE, 1945) como hercínica y después como alpinas (JULIVERT et al. 1974) al afectar también a las series mesozoicas. Alguno de estos cabalgamientos producen en el zócalo diferente desplazamiento que en la cobertera mesozoica, lo que parece apoyar la posibilidad de que sean cabalgamientos hercínicos, posteriores a la fase principal S1, que fueron reactivados en el ciclo alpino. Lo más probable es que se relacionen con los micropliegues y la esquistosidad incipiente de la 2ª fase. El último episodio relacionado con el ciclo hercínico es una etapa de fracturación intensa, equivalente a la fracturación tardihercínica descrita para el Macizo Hespérico (PARGA, 1969) y para el resto de Europa (ARTHAUD y MATTE, 1975, 1977). Esta fracturación, de edad permocarbonífera, se relaciona con la actividad magmática responsable de los vulcanismos pérmicos que se localiza también en la región. Las fallas tardihercínicas, cuyas direcciones principales son NE-SW y NW-SE, son las que, al reactivarse durante el Mesozoico

controlaron la sedimentación alpina, y todavía durante la tectogénesis terciaria jugaron un papel esencial.

2.1.2 Tectónica Alpina

El modelo de tipo aulacógeno propuesto por ALVARO et al. (1978) explica la evolución tectónica de la región estudiada, durante la etapa de sedimentación mesozoica. En este contexto se considera que la Cadena Celtibérica fue una estructura tipo *rift* complejo, creada por estiramiento a partir del Trías. Este *graben*, orientado según la dirección NW-SE al haber reactivado el estiramiento viejas fallas tardihercínicas de esa dirección, formaba parte de una unión triple tipo *r r r*, centrada sobre un punto caliente del manto que ALVARO et al. (op. cit.) localizan hacia la región valenciana.

La secuencia de etapas geotectónicas sigue el esquema propuesto por HOFFMANN et al. 1974 para los aulacógenos, es decir una sucesión que en la Cadena Celtibérica es la siguiente:

1.— **Etapla pregraben.** Corresponde a la actividad pérmica (sedimentación, vulcanismo, fracturación).

2.— **Etapla graben.** Las fallas previamente existentes, que habían actuado como desgarres (ARTHAUD y MATTE, 1977) lo hacen ahora, bajo régimen distensivo, como fallas normales. La sedimentación sincrónica, rellenando los bloques deprimidos, es la correspondiente al Buntsandstein (Fase cuarcita de HOFFMANN) y culmina con los carbonatos del Muschelkalk.

3.— **Etapla de transición.** Al aumentar el estiramiento los movimientos verticales según las fallas que limitaban el *graben*, perdieron importancia relativa, los bordes de la Cuenca se hunden y la sedimentación se hace expansiva, excediendo los límites del *graben*. Se inicia un magmatismo básico al ascender material fundido, desde el manto, a lo largo de fracturas que cuartejan la corteza adelgazada. En términos de fenómenos desarrollados en el área investigada se produce la sedimentación arcillo-yesífera del Keuper. Las ofitas, que se localizan en ciertas áreas de la Cadena Celtibérica representan el magmatismo básico del modelo.

4.— **Etapla de "downwarping".** El estiramiento regional y el adelgazamiento cortical se hace más importante todavía. La sedimentación, ahora carbonatada, se realiza en un esquema de subsidencia generalizada, alejado del modelo de subsidencia diferencial que predominó en la etapa *graben*. En la región investigada corresponde a la sedimentación carbonatada jurásica. Los vulcanismos basálticos, de edad jurásica existentes en la región entre Teruel, Valencia y Castellón atestiguan el carácter fuertemente distensivo de esta etapa geotectónica.

Al final del Jurásico y durante el Cretácico inferior se produjo un período de inestabilidad que interrumpió la evolución del aulacógeno celtibérico (ALVARO et al. 1978). Dos épocas de movimientos tectónicos intensos (Movimientos Neokimméricos y movimientos Aústricos) introdujeron cambios paleogeográficos importantes relacionados con movimientos verticales que se acompañan por erosión en bloques levantados y sedimentación en bloques deprimidos. Localmente se desarrollaron pliegues de dirección próxima a N-S o NE-SO.

Durante el Cretácico superior se detectan algunos rasgos similares a los de las etapas anteriores, principalmente un cierto control de los espesores por parte de las fallas del zócalo, si bien no puede decirse que el aulacógeno siga existiendo como tal.

A partir del final del Cretácico se detectan los primeros movimientos tectónicos, esta vez claramente compresivos, que van a culminar con el plegamiento y estructuración de toda la Cadena Celtibérica, sincrónicamente con la sedimentación molásica continental del Terciario.

Hay evidencia, a escala de la Cadena, de tres fases de compresión, una desde el NE, otra desde el ENE y otra desde el SE. Todas ellas dan lugar a macropliegues y microestructuras propias, principalmente juntas estilolíticas, grietas de calcita y microdesgarres (ALVARO, 1975).

En el área investigada son frecuentes las figuras de interferencia de pliegues cruzados y los afloramientos de calizas con más de una familia de juntas estilolíticas de orientación diferente, evidenciando también la existencia de, al menos, dos fases de plegamiento, una que da lugar a pliegues de dirección NW-SE (Pliegues Ibéricos) y otra que origina pliegues cruzados (NE-SW). Después del plegamiento, posiblemente a partir del Mioceno medio, la región fue sometida a estiramiento. En la Cadena se reconocen al menos dos períodos distensivos (VIALARD 1979) uno que origina fallas longitudinales (NO-SE), estas últimas relacionables con la creación de la cuenca valenciana (ALVARO et al. 1978).

En la hoja se aprecia como en detalle las fallas normales neógenas se adaptan a dos direcciones principales NO-SE y NNE-SSO. Las fosas de Calatayud, del Jiloca y Gallocanta son las unidades distensivas principales, y en relación con ellas son frecuentes las huellas de actividad neotectónica a lo largo de un período de tiempo dilatado y en forma recurrente. Una etapa de movimientos entre las formaciones inferior y superior del Páramo y otra posterior son detectables e incluso en algunas juntas se aprecian señales de una relativamente intensa actividad tectónica intracuaternaria que puede llegar a ser muy reciente.

2.2 DESCRIPCION DE LA ESTRUCTURA

Desde el punto de vista estructural los materiales aflorantes en la hoja pueden agruparse en los siguientes conjuntos, al igual que en el resto de la Cadena Celtibérica (IGME 1980).

- **Basamento.** Constituido por las potentes series del Cámbrico y Ordovícico afectadas por los movimientos hercínicos.
- **Tegumento.** Formado por las Facies Buntsandstein y Muschelkalk.
- **Nivel de despegue.** Originado a partir del Keuper margo-yesífero.
- **Cobertera.** Constituida por los sedimentos del Jurásico, Cretácico y Terciario. Se pueden distinguir una cobertera Jurásico-Cretácica, una cobertera terciaria plegada y una cobertera terciaria postorogénica.

En la hoja de Ateca los materiales del Cámbrico y Ordovícico se encuentran constituyendo una serie en conjunto monoclinal con direcciones NO-SE y buzamientos hacia el SE afectada por numerosos repliegues de idéntica orientación. Una estructura compleja, anticlinal/sinclinal afectada por numerosas fallas se desarrolla al Norte de Castejón de Alarba. Una cuestión importante es determinar si las fallas inversas que afectan al Paleozoico y al Triásico, han actuado ya como tales durante los tiempos hercínicos o por el contrario se trata de fracturas exclusivamente alpinas. Una serie de desgarres NE-SO afectan al Ordovícico en el ángulo NO de la hoja. Estas fallas actuaron en régimen distensivo durante el Pérmico como lo atestiguan las intrusiones volcánicas asociadas.

En el Buntsandstein-Muschelkalk existen pliegues de dirección Ibérica (NO-SE), a veces algo desplazada hacia el NNO, claramente vergentes hacia el NE y afectados por fallas inversas de orientación semejante y gran ángulo ya que, como hemos indicado, pasan también al Paleozoico.

En la cobertura jurásico-cretácica se reconocen pliegues de directriz Ibérica, también vergente hacia el NE, en ocasiones también afectados por fallas inversas de gran ángulo. También se han reconocido pliegues de orientación Guadarrama (NE-SO) en el borde Oeste de la hoja. Destaca la existencia en el borde Sur de un sinclinal plegado que se desarrolla hacia la vecina hoja de Used (25-18) en donde tiene orientación N-S ligeramente NNO y vergencia Este pasando hacia la hoja de Ateca a direcciones NE-SO, E-O y NO-SE progresivamente. Su traza total se dibuja como un "gancho" abierto hacia el Este. Los cabalgamientos que afectan a los pliegues NO-SE cortan esta estructura en la citada hoja de Used.

La cobertera postorogénica terciaria tiene en conjunto una deposición subhorizontal. Se reconocen ligeros buzamientos del orden de 10-15 grados hacia el interior de las cuencas en los bordes de las mismas. Las partes

centrales se encuentran horizontales. Hay que señalar la existencia de grades fallas normales complejas y cuyas trazas coinciden con los cursos del Jalón (ENE-OSO) y Jiloca (NO-SE), que afectan incluso al Pliocuaternario y en relación con las cuales se producen surgencias de aguas termales (Paracuellos del Jiloca). Un área de tectónica compleja se sitúa al Este de Maluenda. En ella aparece una compleja red de fracturas con bloques hundidos que producen desplazamientos del orden de 150 metros de las calizas de los Páramos y serie infrayacente que llega a quedar alojada entre los yesos y quedan plegadas sin direcciones dominantes. Pueden estar en relación con colapsamientos del "Karst" desarrollado sobre los yesos masivos. Suaves estructuras de tipo monoclinal, por adaptación a fracturas, se detectan en los yesos y caliza del Páramo con orientación dominante NO-SE. Algunas fallas de gravedad NNE-SSO desplazan los terminos superiores de la serie neógena. Estos últimos accidentes deben atribuirse a las fases distensivas Iberomanchegas (AGUIRRE et al. 1976).

3 GEOMORFOLOGIA

De acuerdo con el pliego de condiciones técnicas del proyecto, se ha realizado un Mapa Geomorfológico, de características morfográficas, a escala de 1:50.000, del cual se incluye una reducción a escala aproximada de 1:100.000 en la presente Memoria. Los términos de la Leyenda del Mapa quedan subrayados en la Memoria.

Existen en este área, como en otras zonas de la Cordillera Ibérica, tres claros dominios morfoestructurales representados por las áreas con afloramientos paleozoicos, mesozoicos y terciarios respectivamente.

El dominio morfoestructural paleozoico se localiza en una ancha banda que atraviesa totalmente la hoja con dirección NO-SE. En líneas generales el relieve de los macizos paleozoicos es bastante notable. La serie es fundamentalmente monoclinal con buzamientos hacia el SO, constituida por pizarras, areniscas y cuarcitas del Cámbrico y Ordovícico. Se han cartografiado *líneas de capa dura*, algunas de ellas de gran extensión, constituidas por los resaltes más areniscosos y cuarcíticos.

El relieve, globalmente, está bastante alomado. En las vertientes son frecuentes los canchales y recubrimientos de detritus que en ocasiones presentan morfologías de abanicos (*conos de deyección*) y/o glaciés que tapizan local o totalmente las laderas. Los clastos que constituyen estos depósitos de

vertiente son gelifractos generados por procesos crioclásticos en etapas frías y movilizados en etapas húmedas del Cuaternario. Dicha movilización acaba por regularizar el perfil de la vertiente (*vertientes regularizadas*), que al final adquiere la típica forma cóncavo-convexa.

En ocasiones este deslizamiento de material en las laderas y/o los conos de deyección alimentan a grandes *valles de fondo plano*, hoy en día casi no funcionales, que han tenido una génesis inicial de tipo tectónico, conservándose en sus márgenes *fallas con clara expresión morfológica* que actuaron durante los últimos tiempos del Plioceno y principios del Cuaternario como veremos más adelante. Entre los materiales cuaternarios de estos valles quedan algunos *relieves residuales* paleozoicos.

El encajamiento de la red fluvial, más reciente da origen a *barrancos de incisión* lineal, que en ocasiones desaguan en los aluviones de los ríos más importantes dejando depósitos con morfología *de conos de deyección*.

En el borde SE de este dominio aparecen formas estructurales de *cuestas* con *chevróns* asociados y de *crestas* debidos a afloramientos de Muschelkalk aislados entre fallas. En el área noroccidental aparecen relieves *tabulares (gradas, mesas)* originados por la superposición de tablas calizas neógenas de carácter extensivo en posición horizontal.

El dominio morfoestructural mesozoico se circunscribe fundamentalmente, a una franja adosada al paleozoico en el tercio suroccidental de la hoja. La acción de la erosión ha dado lugar a formas estructurales netas. Se reconocen combes, sinclinales colgados y ruzes. Las de mejor expresión son las alienaciones de *crestas, hog-backs y cuestas* entre las que destacan por su espectacularidad las debidas a las dolomías del Muschelkalk, en cuyo reverso hay buenos ejemplos de *chevróns* debidos a alternancias de dolomías o calizas y margas.

En el borde Sur de este dominio se conservan pequeños retazos no cartografiables de la superficie de erosión fundamental del Plioceno, que adquiere gran extensión y desarrollo en la hoja colindante al sur de Used (25-18). Esta superficie decapita las estructuras alpinas, arrasando los materiales calizos/dolomíticos del Mesozoico. Su edad es problemática ya que es policíclica correspondiendo las etapas álgidas de su desarrollo al Plioceno, después del depósito de las "Calizas de los Páramos".

La red fluvial se encaja profundamente dando lugar a gargantas y hoces, con niveles aterrazados de *tobas calcáreas* debidas a surgencias kársticas en gran parte. Numerosos *barrancos de incisión lineal* cortan las estructuras, desaguan en las llanuras de inundación de los ríos y en *valles de fondo plano*. Sobre los materiales más blandos del keuper la incisión origina *cárcavas* o bad-lands. Estos últimos materiales y los

LEYENDA

MODELADOS ESTRUCTURALES

- Crestas
- Cuestas y hog backs
- Chevrons
- Línea de capa dura
- Sentido del buzamiento
- Relieves tabulares (gradas, mesas)
- Folios con clara expresión morfológica, ligados a las fosas
- Folios con expresión morfológica atenuada

MODELADOS DE POSICIONALES

- Glacis
- Glacis degradado (sobre fosa y lifranauense)
- Terrazas fluviales
- Tobas calizas
- Valles de fondo plano
- Canos de deyección

VERTIENTES

- vertientes regularizadas
- Deslizamientos racionales

RED FLUVIAL

- Cauces activos
- Barrancos de incisión lineal
- Carcavas

LSCARPES

- Escarpe en relieves tabulares ($> 50m$)
- Escarpe en relieves tabulares ($< 50m$)
- Escarpe neto (glacis, terrazas, superficies, etc.)
- Escarpe degradado (glacis, terrazas, superficies, etc.)

MODELADO ANTROPICO

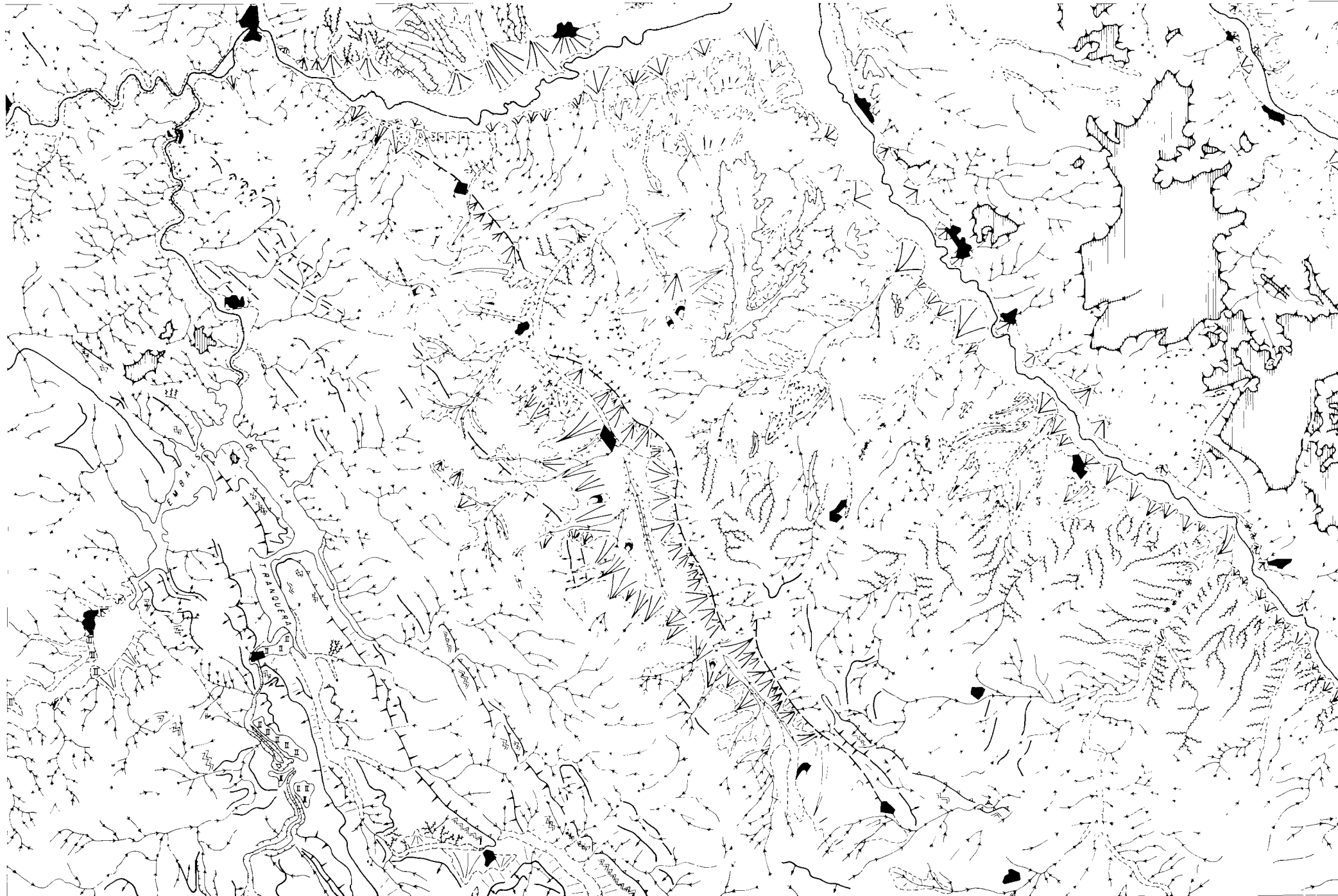
- Núcleos urbanos
- Canteras

SUPERFICIES DE EROSION

- Superficies de erosión

RELIEVES RESIDUALES

- Relieve residual entre depósitos cuaternarios

ESCALA GRAFICA
0 500m 1 2 3 4 5 6 7 8 Km

de Utrillas se encuentran tapizados por detritus, dando lugar a *vertientes regularizadas* generadas durante las fases frías/húmedas del Cuaternario.

El dominio morfoestructural más extenso es el constituido por los materiales neógenos y cuaternarios sobreimpuestos, ampliamente representados en el tercio nororiental y en el borde occidental del cuadrante suroccidental. La disposición de estos sedimentos es predominantemente subhorizontal, excepción hecha del área de Maluenda, en la margen derecha del Jiloca donde presentan algunos buzamientos notables.

La característica más notable dentro de éste dominio, sobre todo en la zona NE, es la presencia de *relieves tabulares* en calizas, de bordes recortados provocados por la acción erosiva fluvial remontante. El *escarpe* de estos relieves es muy neto. La presencia de varios niveles de calizas neógenas trae como consecuencia el modelado en *mesas y gradas*.

En las vertientes de las mesas son frecuentes los *deslizamientos rotacionales* con desplazamientos de importantes masas de calizas y detríticos infrayacentes de los que se han cartografiado los más importantes.

En la margen izquierda del Jiloca se desarrollan modelados deposicionales correspondientes a *glacis degradados* de edad pliocuaternaria, muy incididos por la red fluvial. En ellos se encajan otros *glacis* cuaternarios más recientes y mejor conservados que también aparecen en la margen derecha del río Perejiles en el ángulo noroeste de la hoja, y que corresponde al más inferior de los cinco niveles encajados que se desarrollan hacia el Sur, en la hoja de Paniza (26-17). En la margen derecha del Jalón aparecen pequeños retazos de los niveles más altos de las *terrazas* fluviales de dicho río, en el que pueden identificarse, fuera de la hoja hasta once niveles de terrazas. En la margen izquierda y a cotas semejantes a las de las terrazas y *glacis* se reconocen extensas superficies arrasadas sobre los yesos miocenos que han sido cartografiados como *superficies de erosión*.

Las vertientes existentes sobre materiales detríticos suelen estar localmente tapizadas por derrubios y detritus, encontrándose estabilizadas y constituyendo *vertientes regularizadas*.

La red fluvial principal actual está definida por los *cauces activos* de los ríos Jalón, Jiloca y Perejiles fundamentalmente, que presentan extensas llanuras de inundación dando origen a extensos valles en artesa modificados por la regularización de las vertientes.

También se desarrollan numerosos *valles de fondo plano*, con fuerte alimentación lateral de las vertientes y concavidad de enlace basal que hacia las cabeceras pasan a *barrancos de incisión lineal*, de gran potencial erosivo e incluso a zonas de *cárcavas*.

La naturaleza incoherente del sustrato neógeno y las características

climáticas de la zona, con precipitaciones fuertes ocasionales e intermitentes son la causa de que la mayor parte de esta red lateral tenga un funcionamiento de tipo rambla, originándose en la confluencia de los cursos, acumulaciones de materiales con morfología de *conos de deyección*. Son muy importantes en las márgenes de los valles mayores del Jalón, Jiloca y Perejiles.

La evolución geomorfológica del área puede resumirse como sigue. Durante el Plioceno, y después de la deposición del nivel de la "Caliza de los Páramos", comienza a generarse en el área una extensa superficie de erosión que se ve deformada y rota por una fase tectónica que desnivela bloques (Fase Iberomanchega de AGUIRRE et al. 1976). Las depresiones creadas tienden a rellenarse mediante abanicos aluviales con morfología sobreimpuesta de glaciares, hoy en día muy degradados. Una nueva fase tectónica de características semejantes pero menos intensa tiene lugar a finales del Plioceno y principios del Cuaternario, generándose depresiones alargadas de dirección NO-SE, cuyo relleno posterior dará origen a los amplios valles de fondo plano del Paleozoico. El Jalón, Jiloca y Perejiles tienen un claro control estructural en relación con las fracturas generadas en estas fases tectónicas.

A partir de estos momentos y en etapas sucesivas actúan un conjunto de procesos erosivos, predominantemente fluviales que originaron diferentes niveles de glaciares y terrazas así como los modelados estructurales de los diferentes dominios descritos. La existencia de etapas frías durante el Cuaternario se manifiesta, con cierta claridad, mediante la presencia de vertientes regularizadas y valles de fondo plano.

La red fluvial se ha visto afectada por las variaciones climáticas del Cuaternario y por la tectónica reciente que ha dado origen a diferentes niveles de glaciares y terrazas, poco desarrollados en esta zona pero muy numerosos en zonas próximas. Es evidente que en tiempos recientes, casi históricos ha tenido lugar un cambio climático, hacia condiciones más secas, que ha producido la instalación de barrancos de incisión lineal y cárcavas con gran potencial erosivo.

De cara a una planificación territorial estimamos que debe tenerse en cuenta la movilidad tectónica reciente de las fallas relacionadas con los ríos mayores.

Son procesos potencialmente activos los deslizamientos rotacionales de las vertientes de los relieves tabulares, sobre todo en épocas de intensas precipitaciones. El proceso más activo del área es sin duda el intenso arramblamiento existente. La progresión de los barrancos y la labor de zapaamiento es muy importante y está siendo corregida mediante repoblaciones forestales y obras de contención.

4 HISTORIA GEOLOGICA

La extensión abarcada por una hoja 1/50.000 resulta insuficiente para establecer los principales rasgos de la evolución geológica de la misma que, como resulta evidente, está íntimamente ligada a la de la unidad tectónico-sedimentaria a la que pertenece.

Así se tendrán en cuenta los datos existentes en la bibliografía y también los obtenidos en la realización de las siete hojas que "C.G.S.S.A." ha efectuado durante el año 1980: Ateca (25-17), Paniza (26-17), Used (25-18), Daroca (26-18), Odón (25-19), Calamocha (26-19) y Monreal del Campo (26-20), por lo que este capítulo es común a todas ellas.

Por otra parte los ambientes sedimentarios en que se depositaron los materiales han quedado suficientemente definidos y precisados en los capítulos de Estratigrafía de las hojas siempre que ha sido posible. La evolución tectónica se ha reflejado en el apartado de Tectónica Regional de las mismas.

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución geológica del sector abarcado por las siete hojas antes citadas, de cuyo estudio se dispone los datos a partir del Cámbrico inferior.

A finales del Precámbrico y durante el Cámbrico más inferior se inicia un gran ciclo sedimentario con la sedimentación de la Cuarcita de Bámbola. Hoy en día subsiste la duda de si esta unidad es discordante sobre el Precámbrico de Paracuellos o se trata de un contacto mecanizado de forma general por la diferente competencia de los materiales.

Es evidente que un aporte clástico tan generalizado está en relación con la degradación de un relieve importante, que por las direcciones de aporte se situaría hacia el NE (Estas direcciones son muy constantes durante casi todo el Cámbrico y Ordovícico, señalando un área fuente que tradicionalmente viene siendo denominado "Macizo del Ebro").

La Cuarcita de Bámbola se deposita en un ambiente marino de estuario (submareal) probablemente por destrucción de aparatos deltaicos sometidos al influjo de mareas y oleaje. Progresivamente se instala una plataforma somera con depósitos en ambiente intermareal a intermareal alto en llanuras arenosas (Capas de Embid) o mixtas (Capas del Jalón).

La dolomía de Ribota se sedimenta en ambientes muy someros.

A finales del Cámbrico inferior se produce un hundimiento de la Cuenca con depósito de materiales en facies marinas de plataforma abierta que alcanza sus máximos de profundidad con las margas de Valdemiedes-Murero,

es decir durante el límite Cámbrico inferior/medio. A continuación se desarrolla una plataforma más somera con aportes intermitentes detríticos en ambientes que van de neríticos a intermareales con retoque de oleaje y mareas. Se reconocen dos grandes mega-secuencias negativas de finos a arenas (Huermeda a Daroca y Valdemiedes a Miembro A2 de la Formación Almunia), la segunda de las cuales está compuesta por otras cuatro secuencias menores.

La sedimentación durante el resto del Cámbrico medio y superior y Tremadoc tiene lugar en una plataforma somera en ambiente intermareal. Se reconocen ambientes de llanuras arenosas fangosas y mixtas según la proporción limo/arena. Algunos niveles cuarcíticos pueden ser interpretados como canales de mareas (Fm. Borrachón). Los depósitos arenosos son más frecuentes en toda la serie en la Rama Aragonesa (Cadenas Ibéricas Orientales y representan una mayor proporción de episodios de barras y canales en la plataforma). Se observa un aumento de espesores de las facies, hacia el Oeste al mismo tiempo que aumenta la proporción de finos. Las direcciones de corrientes medidas indican aportes del E y NE. (Macizo del Ebro?). En conjunto la serie se agrupa en cuatro megasecuencias negativas mayores (incluyendo el Arenig.) formadas por las unidades Miembro B a C; Miembro D a Fm. Valconchán (límite Cámbrico-Tremadoc.); Fm. Borrachón a Fm. Dere y Fm. Santed a Cuarcita Armoricana. Estas megasecuencias mayores contienen a su vez otras mesosecuencias también negativas, y están en relación con la tectónica probablemente con ascensos epirogenéticos (?) de las áreas fuentes.

Durante el Arenig (Cuarcita Armoricana), hay depósito de barras (mareales? -litorales?), generalizadas en todo el área. Los aportes vienen también del E y NE. El oolito ferruginoso superior representa una interrupción en la sedimentación.

La sedimentación continúa durante el Ordovícico medio-superior en una plataforma relativamente somera con influjo de mareas y oleaje, que alcanza un máximo de profundidad con el depósito de las Margas de Briozos. Termina con el depósito de las Calizas de Cistoideos que representan episodios de constructores de carácter "arrecifal s.a." limitados al Ashgillense en las cadenas orientales y durante todo el Caradoc.-Ashgill. en la Rama Castellana (hoja 25-19 Odón).

Hay evidencia de emersión de la serie carbonatada Ashgillense, con dolomitización y erosión como lo revelan los depósitos pizarrosos de la Fm. Orea (Llandovery) que contienen cantos y bolos de calizas y dolomías. La sedimentación continúa con idénticas características de plataforma con influjo de mareas y oleaje durante el Silúrico inferior (Fm. Orea y Fm. Báde-

nas) con dominio de llanuras predominantemente fangosas en las que aparecen episodios de barras (litorales?) constituidos por la Cuarcita blanca del Llandovery.

La controvertida discordancia de la base de la Cuarcita de Bámbola podría estar en relación, en caso de ser cierta con la fase Asintica. Las fases tectónicas caledonianas tienen más repercusiones paleogeográficas que tectónicas, siendo la más detectable la Tacónica en el límite Ordovícico-Silúrico (erosión de las calizas ashgillenses).

El plegamiento fundamental debe ser hercínico, detectándose al menos dos fases, de la que la primera es la principal, en nuestra zona origina pliegues erguidos de dirección NO—SE vergentes hacia el NE. En las etapas finales se producen cabalgamientos vergentes hacia el NE, que se reactivan posteriormente durante los movimientos alpinos.

La tectónica tardihercínica (finales del Carbonífero) se manifiesta por la formación de desgarres según un sistema con fallas dextrales NO-SE y siniestrales NE-SO. A comienzos del Pérmico algunas fallas se mueven en régimen distensivo con formación de fallas normales de gran salto, en parte por reactivación de las anteriores (NO-SE, NE-SO dominantes y N-S y E-O) algunas de las cuales alcanzarían centenares de kilómetros. A través de estas fracturas se producen emisiones volcánicas de carácter intermedio-ácido. En estas condiciones se depositan los materiales del Pérmico inferior (Autuniense) en un ambiente continental, con intensa actividad volcánica y piroclastos incorporados a los sedimentos, en diferentes subambientes desde abanicos aluviales a facies palustre-lacustres. Una reactivación tectónica con basculamientos y movimientos diferenciales de bloques es la responsable de la discordancia existente entre Autuniense y Saxoniense (fase Saálica). Una etapa de intensa alteración del zócalo precede a la sedimentación de Saxoniense (suelos ferralíticos en el área de Fombuena, hoja 26-18 Daroca). Continúa la sedimentación en régimen continental, rellenando bloques deprimidos, mediante sistemas de abanicos aluviales coalescentes en nuestra zona, que incorporan abundante material piroclástico (cineritas, tobas volcánicas) reelaborándolo. La actividad volcánica continúa detectándose por la presencia de coladas riolíticas (Montesoro: hoja 25-19 Odón). Restos de dicha actividad volcánica pérmica se encuentran en el Paleozoico de Codos (hoja 26-17 Paniza) y del Sur de Ateca (25-17). La tectónica pérmica afecta a una extensísima zona de Europa, no habiéndose individualizado la Cuenca Celtibérica para estos tiempos (IGME 1980).

Es a partir del inicio de la sedimentación de la facies Buntsandstein cuando la Cadena Celtibérica se corresponde con un modelo tectónico-sedimentario de tipo Aulacógeno (ALVARO et al 1978) a partir de un

domo centrado en una pluma del manto situada en la región valenciana. Las fallas tardihercínicas (y pérmicas) fueron reactivadas en régimen claramente distensivo, sobre todo las NO-SE. Así se crea un *graben* complejo orientado según la dirección NO-SE, con bloques afectados de subsidencia diferencial fuerte, lo que explica las fuertes variaciones de espesor de la Fm. Buntsandstein. En estas condiciones el comienzo del relleno no debió ser sincrónico en todos los puntos de la cadena, comenzando probablemente en el Pérmico superior (Thuringiense) en la zona de Molina de Aragón (RAMOS 1979).

El depósito se inicia con sedimentos de características continentales (fluviales *braided*) representados por los conglomerados y areniscas inferiores de la hoja de Monreal (26-20), Odón (25-19), Used (25-18), Ateca (25-17) y borde noreste de la de Daroca (26-18) en el área de Fombuena. Posteriormente aparecen facies de tipo estuario con deltas destructivos e influencia de las mareas, que culminan con los sedimentos de plataforma somera, claramente dominados por las mareas a techo de la facies Buntsandstein. En el centro de la hoja de Daroca, borde NE de la de Used y Suroeste de la de Paniza se conservan pequeñas fosas con relleno de Buntsandstein, en la que los espesores son muy reducidos y el depósito comienza con características fluvio-torrenciales.

Se consigue el igualamiento del relleno de los bloques hundidos que ha sido acompañado de invasión marina. Durante el Muschelkalk se desarrolla una extensa plataforma somera en la que se reconocen ambientes intermareales a supramareales. Hay episodios de barras y canales (dolomías en capas gruesas) que podrían aislar *lagoons* hipersalinos (sílex), facies de canales mareales (hoja 25-19 Odón) y sedimentos intermareales altos a supramareales a techo como paso a las condiciones sedimentarias del Keuper. Durante el Pérmico y Buntsandstein parece existir un "horst" elevado en el área de Ateca-Daroca (Umbral de Ateca), con fuerte reducción de espesores e incluso no sedimentación.

Progresivamente se pasa a una etapa de subsidencia generalizada, con sedimentación expansiva que rebasa los márgenes del *graben* Celtibérico por hundimiento de sus bordes. Todo ello está en relación con la progresión de la distensión que adelgaza y estira la corteza. A través de las fracturas se produce magmatismo básico de origen mantélico más concentrado en los alrededores de la pluma del manto y a lo largo del borde norte de la Cuenca. Esta etapa viene representada por la facies Keuper (y ofitas). En nuestra zona no hay evidencia de magmatismo por encontrarnos en zonas alejadas de los focos de emisión (C. Cantábrica, Valencia). Los sedimentos presentes en nuestra zona se depositaron en llanuras litorales muy extensas, con

LEYENDA

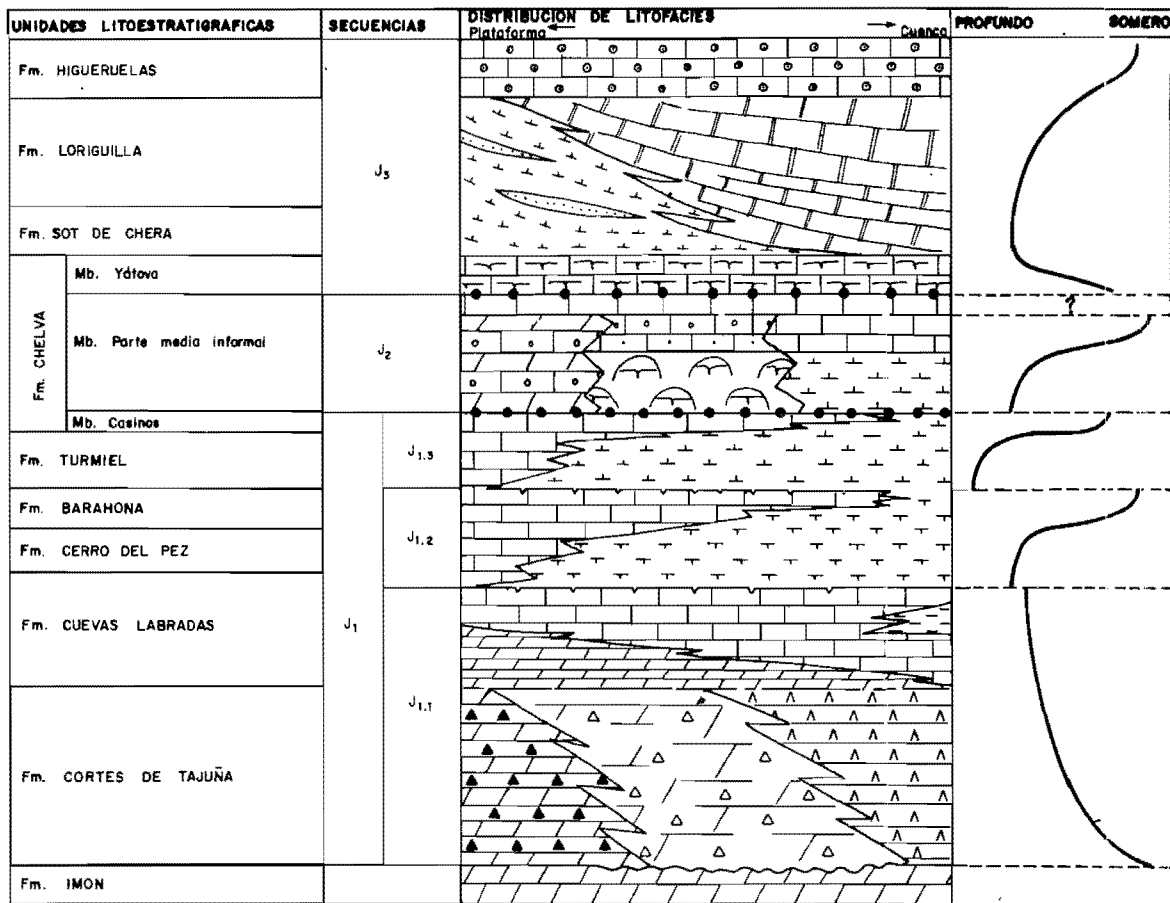
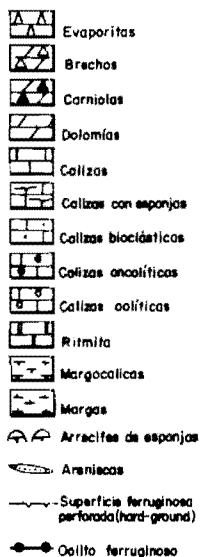


Fig. 3.— Secuencias deposicionales y distribución de litofacies del Trías más superior y Jurásico.

desarrollo de lagunas efímeras salinas (*sebkhas* litorales) y sedimentación evaporítica. Invasiones del mar darían lugar a depósitos de llanura de mareas (inter a supramareales). Algunos canales drenarían las citadas llanuras.

El estiramiento regional se hace todavía más importante pasándose a un modelo definitivo de subsidencia generalizada durante el Triásico más superior y Jurásico. El carácter fuertemente distensivo de esta etapa está atestiguado por los vulcanismos basálticos existentes en la zona comprendida entre Teruel, Valencia y Castellón.

La presencia de discontinuidades sedimentarias reconocibles no sólo en la Cordillera Ibérica sino también en los Catalánides y Cordilleras Béticas, ha permitido la división del Jurásico en una serie de unidades que se definen como secuencias deposicionales (fig. 4). (GINER 1980).

La secuencia del Lías (J1) se inicia con las brechas de la Fm. Cortes de Tajuña. La base de esta unidad es localmente erosiva y marca el límite entre el Rhetiense y Lías: finaliza con el oolito ferruginoso del tránsito Lías-Dogger o sus equivalentes laterales. Dentro de ella se reconocen una serie de discontinuidades de menor importancia (como máximo representan períodos no deposicionales equivalentes a una zona de Ammonites) lo que permite diferenciar una serie de unidades. La primera de ellas J1.1. está constituida por las brechas de la Fm. Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas, el límite superior consiste en una superficie ferruginizada y perforada. La segunda unidad J1.2. incluye las Fms. Cerro del Pez y Barahona a techo de la cual se identifica otra superficie ferruginizada y perforada. La tercera unidad J1.3. formada por las Fm. Turmiel y Mb. Casinos tiene como límite superior el oolito del tránsito Lías-Dogger (o superficies de concentración de fauna). Cada una de estas unidades tiene un carácter transgresivo sobre la anterior, aunque a techo de J1.2 y J1.3 se desarrollen etapas regresivas. En conjunto la evolución de estas unidades muestran una transgresión que alcanza sus máximos valores en J1.3. La aparición de facies regresivas y superficies de ferruginización, condensación de fauna y s. perforadas se interpreta como detenciones momentáneas en el desarrollo de la transgresión.

La secuencia del Dogger (J2) está constituida por lo que se ha denominado parte media de la Fm. carbonatada de Chelva, y limitada entre los dos oolitos ferruginosos (superior e inferior) aunque en la mayoría de los casos tan sólo se reconoce uno de ellos de un modo claro.

En la secuencia del Malm (J3) el límite inferior coincide con el oolito ferruginoso del tránsito Dogger-Malm, mientras que el superior se sitúa ya en el Cretácico inferior (Valanginiense), si bien en el área considerada el Jurásico está erosionado siendo los niveles más altos registrados los del Kimmeridgiense superior-Tithónico. Está constituida

por el Mb. Yátova de la Fm. Chelva, Fm. Sot de Chera, Fm. Loriquilla y Fm. Higuieruelas.

En la vertical, las secuencias J_2 y J_3 muestran un marcado carácter *shoaling upward* es decir que cada una de ellas se inicia con términos marinos correspondientes a depósitos de cuenca o plataforma externa para finalizar con sedimentos de aguas muy someras y con evidencias de emergencias esporádicas. Por el contrario en la secuencia del Lías (J1), tan sólo los ciclos J1.3 y J1.2 muestran esta evolución, mientras que J1.1 se inicia con depósitos de aguas muy someras en ambientes restringidos para finalizar con depósitos de plataforma somera.

Finaliza el Malm con una sedimentación detrítica correspondiente a la Facies Purbeck como inicio de movimientos tectónicos generalizados en nuestra zona. Así al final del Jurásico y durante el Cretácico inferior se producen períodos de inestabilidad que interrumpen la evolución del Aula-cógeno Celtibérico. Se producen grandes movimientos verticales con erosión de bloques levantados y depósito en las zonas hundidas en dos etapas: una previa a los depósitos continentales de F. Weald (ausentes en nuestra zona) y otra pre-Utrillas, que se correlacionan tentativamente con las fases Neokimmérica y Austrica respectivamente. Localmente en estas fases se desarrollan pliegues de dirección próxima a la N-S o NE-SO, que son arrasados previamente a la deposición de la Fm. Arenas de Utrillas.

En la zona faltan los sedimentos correspondientes a las facies Purbeck-Weald (sólo hay unos pocos metros de terrígenos del Jurásico superior en la hoja de Monreal del Campo), reposando la facies Utrillas sobre diferentes términos del Jurásico. La erosión pre-Utrillas ha sido más intensa en los bordes de la zona Norte del umbral de Ateca llegando a situarse sobre el Keuper en algunos puntos de la de Ateca. Sin embargo en la hoja de Monreal del Campo y borde oriental de la de Paniza (Cuenca del Ebro) aparece una sucesión jurásica muy completa.

La Fm. Arenas de Utrillas se depositó en un ambiente de tipo estuario a partir de aparatos deposicionales de tipo deltas destructivos dominados por las mareas.

A partir del Cenomaniense medio se desarrolla una extensa plataforma somera carbonatada, al mismo tiempo que remiten progresivamente los aportes terrígenos del continente. Se inicia un ciclo transgresivo en el que se reconocen facies litorales con Ostreidos y facies de llanura de mareas que culminan en el Turoniense, con sedimentos submareales de plataforma somera en la zona del noroeste (Ateca, Used y borde norte de Odón) o mareales (Calamocha, Monreal). Hay procesos de dedolomitización y costras ferruginosas con

concentración de fauna que indican emersiones locales e interrupciones en la sedimentación.

A continuación viene un ciclo sedimentario de tendencia regresiva que se inicia de manera generalizada con la instalación de organismos constructores (Algas y sobre todo Rudistas) que colonizan grandes áreas de la plataforma fijando bancos y "montes" e incluso dando lugar a verdaderos Biohermos. A partir de este momento (Coniaciense?) la plataforma es somera y restringida, existiendo facies de *lagoon*, en ocasiones con tendencia lacustre y fuerte influencia de aguas dulces del continente (muy acusadas en la hoja de Daroca). Algunas barras y canales migraban en la plataforma (hojas de Used y Odón). Hacia el Sur (hoja de Monreal) los biohermos de Rudistas persisten durante mucho más tiempo que en el resto de la zona.

Durante el Santoniense existen episodios generalizados en el que se desarrollan barras y canales bioclásticos que se movían en la plataforma, (*bioclastic-sand shoal*) lo que contribuyó a restringir aún más la misma al menos de forma local.

El ciclo regresivo continúa hacia finales del Cretácico superior con depósitos de *lagoon* cerrado, con gran influencia de aguas dulces del continente (hojas de Used, Odón, Calamocha y Daroca).

Durante el Cretácico superior no puede decirse que el Aulacógeno Celtibérico siga existiendo como tal.

Faltan en la zona sedimentos de finales del Cretácico y del Paleoceno pero en zonas próximas durante estos tiempos se ha producido ya la retirada definitiva del mar. A partir de este momento la sedimentación tiene carácter continental.

Se detectan ya los primeros movimientos tectónicos esta vez claramente compresivos, que van a culminar con el plegamiento y estructuración de toda la Cadena Celtibérica, sincrónicamente con la sedimentación molásico-continental del Terciario.

Al final del Cretácico se instalan las zonas móviles de las Béticas-Baleares y del Pirineo, los esfuerzos transmitidos van a deformar intensamente la Cadena Celtibérica, en la que después de la evolución tipo Aulacógeno la corteza estaba muy adelgazada y estirada.

Una primera fase de plegamiento, con compresión NO-SE es responsable de la discordancia situada en la base del Eoceno superior-Oligoceno inferior. Durante estos tiempos se reconocen depósitos en facies de abanicos aluviales, fluviales y lacustres (hojas de Used, Odón y Monreal).

Una segunda fase de plegamiento se produce en el Oligoceno superior, con compresión principal NE-SO, que da origen a estructuras con directriz Ibérica vergentes al NE en nuestra zona. Es la responsable de la discordancia

intra-oligocena existente en la región (Fase Castellana de PEREZ GONZALEZ et al 1971). En la región se depositan materiales en facies de abanicos aluviales (Monreal, Used) y fluvio-lacustres (Odón) hasta el Mioceno inferior.

Resulta difícil reconstruir la paleogeografía de las Cuencas del Paleógeno y Mioceno inferior, pues sólo se dispone de afloramientos aislados.

Una tercera fase de plegamiento con compresión ENE-OSO tiene lugar a finales del Mioceno inferior (Ageniense). A partir de estos momentos la zona de la cadena que nos ocupa se comporta en régimen distensivo generalizado hasta el Cuaternario. Durante el Mioceno inferior más superior y Mioceno medio aparecen fallas con gran salto de direcciones NO-SE y NNE-SSO, siendo las primeras más antiguas. Son las responsables de la creación de las Cuencas de Calatayud y Teruel-Alfambra que se rellenan.

Desde el Ageniense más superior hasta el Plioceno medio, se rellenan las cuencas mediante abanicos aluviales y facies asociadas: fluviales (escasas), de playas, playas salinas, palustres, palustre-lacustres y lacustres. El máximo de expansión de facies palustre-lacustres se sitúa en el Mioceno superior y Plioceno inferior en la Cuenca de Calatayud, siendo también bastante frecuente en el Aragoniense inferior y medio en las hojas de Paniza, Calamocha y Monreal. En las cuencas menores, internas de la Cordillera, (Used, Odón) y en la de Almazán (borde Oeste de Ateca) dominan los terrígenos gruesos de los abanicos aluviales.

Una suave discordancia se sitúa en el Plioceno inferior sobre la unidad de "Calizas del primer páramo" y es un preludio de la Fase Iberomanchega I, (AGUIRRE et al 1976). La colmatación de las cuencas tiene lugar durante el Plioceno medio y se corresponde aproximadamente con el nivel de "Calizas del segunda páramo" de la de Calatayud, desarrollándose en las hojas de Odón y Used una superficie de colmatación-erosión sobre materiales detríticos. Paralelamente a estos acontecimientos ha quedado generada durante el Plioceno inferior y medio la superficie de erosión fundamental de la meseta, sobre Mesozoico y Paleozoico, adquiriendo toda la región una morfología de extensa penillanura con algunos relieves residuales muy suavizados.

Los depósitos detríticos rojos existentes sobre las "Calizas del segundo páramo" en la fosa del Jiloca, son correlativos con los primeros impulsos tectónicos que van a tener lugar posteriormente. En efecto a comienzos del Plioceno superior se produce una importante fase tectónica distensiva (Fases Iberomanchegas AGUIRRE et al. 1976) con creación de fallas normales, NO-SE y NNE-SSO, de gran salto (unos 250 m en Calamocha), que en parte reactiva las fallas miocenas o afecta a fracturas anteriores NO-SE que no habían actuado en dichos tiempos. En estos tiempos se origina la Fosa del

Jiloca (hoja de Daroca, Calamocha y Monreal) y la de Gallocanta (Hojas de Used, Odón y Calamocha) y la depresión central de la Hoja de Odón. Se produce un intenso levantamiento de algunos bloques que dan lugar a los relieves observables hoy en día: Sierra del Calderero (Odón). Sierra de Torno-Santed (Used-Daroca-Calamocha), Sierra de Vicor-Algairén (Paniza-Daroca), Sierra de Lidón (Monreal). El relieve creado tiende a rellenarse mediante abanicos aluviales, con morfología de glacis durante el Plioceno superior y Cuaternario más inferior.

La actividad tectónica distensiva continúa durante el Cuaternario más inferior, afectando a los glacis pliocuaternarios en la hoja de Calamocha y Ateca creando depósitos correlativos abanicos, abanicos con morfología de glacis y depósitos de glacis.

Hay evidencia de neotectónica reciente en la hoja de Monreal, en donde las fallas afectan a coluviones del Plioceno sup.-Holoceno (Rubielos de la Cerida) y desplazan niveles de terrazas del Pleistoceno superior en Ateca y Daroca. Afectan a tobas (travertinos) en la hoja de Ateca.

Hay que señalar que durante gran parte del Pleistoceno (inferior y medio?), debieron dominar las condiciones endorreicas en la mayor parte del área estudiada (hojas de Used, Odón, Daroca, Calamocha y Monreal) pues sólo se reconocen 1 ó 2 niveles de terrazas fluviales situados a unos 25 metros como máximo sobre el nivel de los ríos que se datan tentativamente como del Pleistoceno superior. Este endorreísmo se manifiesta de forma clara en el área de Gallocanta hasta nuestros días. Las variaciones del nivel de la Laguna probablemente debidas a períodos "pluviales" s.a. han dado lugar a diversos niveles de terrazas en sus alrededores. En el norte de las hojas de Ateca y Paniza, en relación con el río Jalón, aparecen niveles de terrazas más numerosos de glacis encajados sucesivamente, en relación con las anteriores que nos indican una apertura exorreica más antigua.

Se detectan al menos dos fases frías durante el Cuaternario manifestadas por procesos de regularización de vertientes. La incisión lineal y acarreamientos de tiempos muy recientes probablemente protohistórico-históricos.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERÍA Y CANTERAS

Desde el punto de vista minero, la hoja de Ateca presenta escaso interés. Las únicas labores existentes, en la actualidad paradas, aunque han sido

objeto de una explotación intermitente, se reducen a las minas de barita situadas en el Paleozoico de los alrededores de Munébrega.

Sin embargo, existen algunos indicios de galena al sur de Ateca, aunque las concesiones existentes son inexplotables debido a la baja concentración del mineral y a las escasas reservas.

En lo que respecta a las canteras, sólo tienen importancia las explotaciones de los yesos del Mioceno destinadas a la fabricación de yeso y escayola. Se ubican estas labores en el sector Maluenda, Fuentes de Jiloca, donde también se concentran las industrias asociadas.

La producción media anual de cada cantera se cifra en unas 12.000-16.000 Tm., salvo la cantera "PORPECHA", en Fuentes de Jiloca, cuya producción (año 1978) ronda las 40.000 Tm.

Las reservas de este material son poco cuantiosas.

Otras sustancias que se explotan intermitentemente son las gravas y arenas de los aluviales de los ríos Jalón y Mesa, en las cercanías de Ateca e Ildes respectivamente.

Eventual es también la explotación de las calizas terciarias de la zona de Belmonte de Calatayud, utilizándose para áridos.

Con el mismo fin, aunque en la actualidad están todas las canteras abandonadas, se han extraído cuarcitas. Fundamentalmente en la esquina NO de la hoja y en las cercanías de Alarba.

Por último, hay que señalar pequeñas reservas de caolín en los alrededores de Nuévalos, aunque permanecen inexplotadas.

5.2 HIDROGEOLOGIA

El acuífero regional constituido por las brechas y carniolas del Retiense y Lías inferior carece de interés en la hoja de Ateca ya que la formación se encuentra muy afectada por las erosiones neokimméricas y austricas reposando la Fm. Arenas de Utrillas en muchas ocasiones sobre el Keuper.

Las series calizo-dolomíticas del Cretácico superior, independizadas en su base por la Fm. de Utrillas y a techo por las series margosas del Santoniense-Campaniense o por el Terciario continental arcilloso, constituyen regionalmente un acuífero de gran interés. Presenta una buena permeabilidad por fracturación y sobre todo por karstificación. En la hoja de Ateca las captaciones resultarían problemáticas ya que se encuentra muy drenado en los valles de los ríos, con numerosas surgencias relacionadas con depósitos travertínicos.

En el Terciario sólo tiene una importancia relativa el nivel calcáreo de la caliza de los páramos, con extensas áreas de recarga hacia el Este, en la hoja de Paniza (26-17). Constituye un acuífero colgado, bastante drenado en los bordes de los Páramos.

Los aluviones de gravas de los ríos Jalón, Jiloca y Perejiles ofrecen buenas posibilidades para la captación de aguas subterráneas.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADROVER, R., MEIN, P. y MOISSENET, E. (1978).— Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel. *Estudios Geológicos* núm. 34. pp. 205-214.
- AGUILAR, M.J., RAMIREZ DEL POZO, J. y RIBA, O. (1971).— Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Est. Geol.* núm. 27. pp. 497-512.
- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976).— Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española. *Trab. Neog. Cuatern.* núm. 5. pp. 7-29.
- ALASTRUE, E. (1953).— "Bibliografía geológica de la provincia de Zaragoza". *Rev. Acad. Cien. Ex. Fis. Quím. Nat. Zaragoza*. núm. 8. pp. 59-85.
- ALVARO M. (1975).— Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del S. Central y la C. Ibérica). *Est. Geol.* núm. 31. pp. 241-247.
- ALVARO M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1978).— Un modelo de evolución geotectónica, para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hispánica. Libro homenaje al profesor Solé Sabarís*. Barcelona (en prensa).
- ARCHE, A., HERNANDO, S. RAMOS, A. SOPEÑA, A. y VIRGILI, C. (1975).— "Distinction between environments in the Permian and basal Triassic redbeds in Central Spain" IX. *Int. Cong. Sedim. Nice*. T. 5. V. 1. pp. 9-14.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1975).— Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstruction des conditions de la deformation. *Tectonophysics* V. 25. pp. 139-171.
- ARTHAUD, F. y MATTE, Ph. (1977).— Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amm. Bull.* V. 88. pp. 1305-1320.

- BARTSCH, G. (1966).— "Geologische untersuchungen in den Ostlichen Iberischen Ketten. Zwischen Río Jalón und der strasse Miedes-Codos-Cariñena (Spanien)" *Inst. Univ. Muster (Ined.)*. pp. 1-120.
- BERGER, E., KAUFFMAN, E. y SACHER, L. (1968).— "Sedimentologische untersuchungen im Jungpalaeozoikum der Ostlichen Iberischen Ketten (Spanien)". *Geol. Radsch* 57, V.2. pp. 472-483. Stuttgart.
- BOMER, B. (1960).— "Aspectos morfológicos de la Cuenca de Calatayud-Daroca y de sus zonas marginales". *Est. Geogr.* V. 80. pp. 393-402.
- BRUIJN, H.D. (1967).— Gliridae, Sciuridae y Eomyidae Miocenos de Calatayud (Zaragoza) y su relación con la bioestratigrafía del área. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* núm. 78. pp. 190-365.
- BULARD, P.F. (1972).— "Le Jurassique Moyen et Superieur de la Chaîne Iberique sur la bordure du Bassin de l'Ebre". *Fac. Sc. Univ. Nice* pp. 1-353.
- CALVO BETES, J., GONZALEZ LOPEZ, J.M. GONZALEZ MARTINEZ, J. y VILLENA, J. (1978).— "Primeros datos sobre la sedimentación de dolomía en la laguna de Gallocanta". *Tecniterrae* V. 21. pp. 1-10.
- CANADA GUERRERO, F. (1966).— "Sobre la génesis de algunos yacimientos de óxidos y carbonatos de hierro. Teruel-Guadalajara". *Not. y Com. I.G.M.E.* núm. 87. pp. 91-96.
- CAPOTE, R. (1978).— Tectónica española. *Seminario sobre criterios sísmicos para las instalaciones nucleares y obras públicas*. Asociación Española de Ingeniería Sísmica pp. 1-30.
- CAPOTE DEL VILLAR, R. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1977).— "Excursión al Precámbrico y Cámbrico inf. de Paracuellos-Cámbrico medio de Murero". *XI Curso de Geol. Práctica Teruel*.
- CARLS, P. (1962).— "Erläuterungen zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in den Östlichen Iberischen Ketten (Nordest Spanien)". *Dipl. Arb. Math. -naturwiss. Würzburg*. pp. 1-155.
- CARLS, P. (1975).— "The Ordovician of the Eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma (Prov. Zaragoza, Spain)". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* V. 150. núm. 2. pp. 127-146. Stuttgart.
- CARLS, P. y GANDL, I. (1967).— "The lower Devonian of the Eastern Iberian Chains (N.E. Spain) and the distribution of its Spiriferacea, Acastarinae and Asteropyginae. *Int. Sym. Devonian System*. pp. 453-464.
- CARLS, P. y GANDL, I. (1969).— "Stratigraphie und Conodonten des Unter Devons der Ostlichen Iberischen Ketten (N.E. Spanien)". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* V. 132. núm. 2. pp. 155-218. Stuttgart.

- CARLS, P. y SCHEUPLEIN, R. (1969).— "Zum Buntsandstein zwischen Fombuena und Rudill. Östlichen Iberischen Ketten, N.E. Spanien". *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* V. 132. núm. 1. pp. 1-10. Stuttgart.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1964).— "Aperçu chronostratigraphique des Bassins de Calatayud-Teruel". *Curs. y Conf. Inst. Lucas Mallada* núm. 9. pp. 89-92.
- CRUSAFONT, M., VILLALTA, J.F. y JULIVERT, M. (1966).— "Notas para la estratigrafía y paleontología de la Cuenca de Calatayud-Teruel". *Notas y Com. I.G.M.E.* núm. 19 pp. 53-76.
- DANTIN CERECEDA, J. (1941).— "La Laguna salada de Gallocanta (Zaragoza)". *"Est. Geográf."* núm. 3, pp. 269-301.
- DESPARMET, A. (1967).— "Etude géologique détaillée des environs du Monasterio de Piedra (Prov. de Saragosse)" *Dipl. Et. Sup. Univ. Dijón*, V. 10, pp. 1-100.
- DIAZ MOLINA, M. Y LOPEZ MARTINEZ, N. (1979).— El Terciario continental de la depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleogeografía: *Est. Geol.* núm. 35. pp. 149-167.
- FLOQUET, M. (1979).— "La serie carbonatée Coniacien supérieur a Santonien dans la région de Soria (Chaînes Iberiques Septentrionales). Analyse et interpretation". *Cuadernos Geol. Ibérica*, Vol. 5, pp. 365-383.
- FREEMAN, J. (1972).— "Sedimentology and dolomitization of Muschelkalk carbonates (Triassic Iberian Ranges Spain)". *Bull. A.A.P.G.* V. 6, núm. 3.
- FREUDENTAL, M. (1966).— "On the Mammalian fauna of the Hipparion beds in the Calatayud-Teruel basin (prov. Zaragoza, Spain)". *Kowk. Ned. A.K. Wetten.* V. 69, núm. 2, pp. 296-317.
- GAUTIER, F. y MOUTERDE, R. (1964).— "Lacunes et irregularite des dépôts a la limite du Jurassique moyen de la bordure Nord des Chaînes Iberiques (Espagne)". *C.R. Somm. Sc. Soc. Geol. France T.* 258, pp. 3064-3067.
- GINER, J. (1980).— Estudio sedimentológico y diagenético de las formaciones carbonatadas del Jurásico de los Catalanides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Dpto. Geología Universidad de Barcelona.
- GOMEZ, J.J. y GOY, A. (1979).— "Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica". *Est. Geol.* V. 35, pp. 569-598.
- GOY, A.; GOMEZ, J.J. y YEBENES, A. (1976).— "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte) I. Unidades litoestratigráficas". *Est. Geol.* V. 32, pp. 391-423.

- GUTIERREZ ELORZA, M.; PEÑA MONNE, J.L. (1979).— "El Karst de Villar del Cobo (Sierra de Albarracín)". *Est. Geol.* V. 35, pp. 651-654.
- GUTIERREZ MARCO, J.C. (1980).— "Graptolitos del Ordovícico del Sistema Ibérico. Tesis de licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- HAMMAN, W. (1976).— "The Ordovician of the Iberian Peninsula A Review". *Proc. Paleont. Assoc. Sym.* pp. 387-409. Birmingham.
- HARTLEB, J. (1967).— "Stratigraphie, tektonik und versetzung un der Ostlichen Hesperischen ketten (Spanien)". *Inang. Diss. Ined.* pp. 1-101 Heildelberg.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y ARANEGUI, P. (1926).— "La Laguna de Gallocanta y geología de sus alrededores" *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. 26, pp. 419-429.
- HERRANZ ARAUJO, P. (1968).— "Nota preliminar sobre el estudio geológico del N. de Sierra Menera (Cord. Ibérica)". *Act. Geol. Hispánica* T. 3, núm. 3, pp. 49-53.
- HOFFMAN, P.; DEWEY, J.F. y BURKE, K. (1974).— Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada. *Soc. Econ. Pal. Mineral. Spec. Publ.* v. 19, pp. 38-55.
- HOYOS, M.; ZAZO, C.; GOY, J.L.; AGUIRRE, E. (1979).— Estudio geomorfológico en los alrededores de Calatayud *Actas de la III. Reunión Nacional del Grupo Español de trabajo del Cuaternario.* Zaragoza pp. 149-160.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1969).— "Fase previa del proyecto de investigación minera en la región Turolense de la Cordillera Ibérica. Zona Norte". Informe. Fondo Documental del IGME. Madrid.
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1971).— "Mapa geológico de España. Escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja núm. 40, Daroca". *Inst. Geol. Min. Esp.*
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1974).— "Mapa metalogenético de España. Escala 1:200.000. Hoja núm. 40, Daroca". *Inst. Geol. Min. España.*
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1974).— "Mapa de rocas industriales escala 1:200.000. Hoja núm. 40, Daroca". *Inst. Geol. Min. España.*
- INST. GEOL. MIN. ESP. (1980).— "Evolución sedimentológica y tectónica del ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Inédito). (CAPOTE et al 1982).
- JOSOPAIT, V. (1970).— "Trilobiten turde in Tremadoc der Iberischen Ketten". *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* núm. 2 pp. 127-128. Stuttgart.
- JOSOPAIT, V. (1972).— "Das Kambrium-Tremadoc. Ateca (N.E. Spanien)". *Fors. Geol. Palaeont.* núm. 23, pp. 3-121. Münster.
- JULIVERT, M. (1954).— "Observaciones sobre la tectónica de la Depre-

- sión de Calatayud". *Arrahond. Rev. Mus. Ciudad de Sabadell*. pp. 1-18.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, C. (1972-74).— Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. I.G.M.E. pp. 113.
- LOTZE, F. (1929).— Stratigraphie und Tektonik des keltiverischen Grudgebirges (Spanien) *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl. T. 14, 2*. 320 pp.
- LOTZE, F. (1954).— "Estratigrafía y tectónica de las cadenas paleozoicas Celtibéricas". *Publ. Ex. Geol. Esp. Inst. Lucas Mallada*. T. 8, pp. 1-315.
- LOTZE, F. (1960).— "El Precámbrico en España". *Not. y Com. I.G.M.E.* V. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1961).— "Sobre la estratigrafía del Cámbrico español". *Not. y Com. I.G.M.E.* V. 61, pp. 131-164.
- LOTZE, F. (1969).— "El Cámbrico en España. 1ª Parte". *Mem. I.G.M.E.* V. 75, pp. 1-256.
- LOTZE, F. y SDUZY, K. (1961).— "Das Kambrium Spaniens. Teil 2, Trilobiten". *Abh. Math. Natur. Kl. Jahr.* núm. 7, pp. 1-594.
- MANSOURIAN, E. (1974).— "Erläuterungen zur geologischen kaslierung des gebietes im raum. Murero-Ateca-Montón in der Westlichen Iberischen ketten (N.E. Spanien) .*Dipl. Arb. Würzburg*. pp. 1-98.
- MARIN, P. (1974).— "Stratigraphie et evolution paleogeographique de la Chaîne Celtiberique Orientale I. Paleozoique-Permotrias". *Dipl. Et. Sup. Univ. Lyon*. pp. 1-231.
- MELENDEZ, A. y PEDAUYE, R. (1980).— "Estudio de las facies carbonatadas del Cretácico superior de la región de Nuévalos (prov. de Zaragoza)". *IX. Congreso Nacional de Sedimentología. Salamanca*. pp. 1-11.
- MELENDEZ, B. (1942).— "Los terrenos Cambricos de la península Hispánica". *Inst. Cienc. Nat. José de Acosta. Serv. Geol. T. 1*. pp. 1-119.
- MENSINK, M. (1966).— "Stratigraphie und paläogeographie des marinen Jura in der Nordwestlichen Keltiberischen Ketten (Spanien)". *Beih. Zum. Geol. Jahr. T. 44*, pp. 42-104. Hannover.
- MOISSENET, E. (1979).— "Relief. et tectonique recente: Quelques transversales dans les fosses internes des Chaines Iberiques orientales". *Travaux de la R.C.P.* V. 461. pp. 159-207.
- MOJICA, J. (1979).— "Über das Mesozoikum im zentralen teildes Nordöstlichen Keltiberikums (Ateca schwelle umgebung von Nuévalos. Provinz. Zaragoza. Spanien. *Arb. Inst. Geol. Palaeont. Univ. Stuttgart*. pp. 1-70.
- MOJICA, J. y WIEDMANN, J. (1977).— "Kreide entwicklung und Cenomanien-Turonien grenze der mittleren keltiberischen ketten bei Nuévalos". *Eclog. Geol. Helv. Base. T. 70*, pp. 739-759.

- M.O.P. (1976).— "Corredor Zaragoza-Valencia. Tramo Daroca-Monreal del Campo.". *Estudio previo de terrenos. M.O.P.U.* pp. 1-57.
- PARGA, J.R. (1969).— Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo-Hesperico. *Trab. Lab. Geol. Lage.* núm. 37. pp. 3-17.
- PEÑA BLASCO, J.A. (1972).— "Estudio petrogenético del Muschelkalk de la Cordillera Ibérica". *Tesis Fac. Cienc. Madrid.* pp. 1-196.
- PEREZ-GONZALEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J.M. y BERTOLIN, M. (1971).— Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira: I. *Congr. Hisp. Luso Amer. Geol. Econom.* T. 1. Secc. 1. pp. 357-376.
- RADIG, F. (1962).— "Ordovician-Silurian und die frage prauvrissischer faltungen in Nordspanien". *Geol. Radsch.* V. 52, pp. 346-357. Stuttgart.
- RAMOS, A. (1979).— Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (prov. Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía.* núm. 6, pp. 1-313
- RAMOS, A.; DOUBINGER, J. y VIRGILI, C. (1976).— El Pérmico inferior de Rillo de Gallo (Guadalajara). *Acta Geol. Hispánica.* núm. 11. (3) pp. 65-70.
- RIBA, O. (1959).— Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. C.S.I.C. *Monogr. Instituto Lucas Mallada.* núm. 16 pp. 1-253.
- RIOS, J.M. y ALMELA, A. (1945).— "Estudios sobre el Mesozoico del borde meridional de la Cuenca del Ebro". *Mem. I.G.M.E.* V. 54. pp. 245-301.
- ROYO y GOMEZ, J. (1922).— "El Mioceno continental Ibérico y su fauna malacológica". *An. Junta Amp. Est. e Inv. Cient.* núm. 30, pp. 1-227.
- SACHER, L. (1966).— "Stratigraphie und tektonik der Norwestlichen Hesperischen Ketten bei Molina de Aragón". *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.* "V. 124, núm. 1 pp. 151-167. Stuttgart.
- SAEFTEL, H. (1961).— "Paleogeografía del Albense de las cadenas Celtibéricas españolas". *Not. y Com. I.G.M.E.*, núm. 63, pp. 163-192.
- SAENZ, C. (1931).— "Pantanos de La Tranquera y Carenas en los ríos Mesa y Piedra. Estudio de las condiciones geológicas del emplazamiento y vaso". *Publ. Conti. Sind. Hidrog. Ebro. Zaragoza*, t. 36. pp. 31-110.
- SAENZ, C. y MARIN GONZALEZ, J.L. (1969).— "Geología del Valle del Río Piedra en Llumes (Zaragoza)". *Act. Geol. Fac. Cienc. Barcelona.* T. 4, núm. 4, pp. 91-95.
- SCHEUPLEIN, R. (1970).— "Stratigraphie und tektonik der schichten folge in raum Daroca-Calamocha (Westliche Iberische ketten NE Spanien)". *Univ. Diss. Wurzburg*, pp. 1-106.
- SCHMIDT-THOME, M. (1968).— Beitrage zur fesin stratigraphie des unterkambriums in dem Iberischen ketten (Nordest Spanien)". *Univ. Diss.*

- Wurburg, pp. 1-141.
- SCHMITZ, U. (1971).— "Geologische untersuchungen in kambrium und Tremadoc der westlichen Iberischen ketten. Nordlich Ateca (Zaragoza), N.E. Spanien". *Univ. Diss. Munster*, pp. 1-132.
- SDZUY, K. (1961).— Das Kambrium Spaniens. Teil 2: Trilobiten". *Acad. Wiss. Lit. Mainz. Abh. Natur.* T. 7-8 pp. 218-411. Mainz.
- SDZUY, K. (1971).— Acerca de la correlación del Cámbrico inferior en la Península Ibérica: *Publ. I. Congr. Hisp. Luso. Amer. Geol. Econom.* T. 2, Secc. 1, pp. 753-768.
- SERVICIO AGRONOMICO NACIONAL MIN. AGRICULTURA (1970).— "Mapa Geológico de la provincia de Zaragoza. Escala 1:200.000". *Min. Agricultura*.
- SERVICIO AGRONOMICO NACIONAL MIN. AGRICULTURA (1970).— "Mapa Geológico de la provincia de Teruel". Escala 1:200.000". *Min. Agricultura*.
- TEYSSENT, T. (1980).— "Erlauterungen zur geologischen kartierung des gebietes S.E. Codos un den Ostlichen Iberischen Ketten (N.E. Spanien)." *Unive. Dipt. Arb. Wurzburg*, pp. 1-125.
- TEYSSENT, T. (1980).— "El Paleozoico inferior de la Cordillera Ibérica (Cámbrico, Tremadoc, y Arenig.)". *XIV Curso de Geol. Práctica. Teruel* pp. 1-23.
- TRICALINOS, J. (1928).— Untersuchengen über den Bau der Celtiberischen ketten der nordstlichen Spaniens. *Z. deutsch. geol. Ges. Abh.* 80 pp. 409-482. Berlín.
- TRIGUEROS, E.; NAVARRO, A. y VILLALON, C. (1959).— "El límite Jurásico-Cretácico al Norte de Teruel". *Not. y com. I.G.M.E.* núm. 53 pp. 37-49.
- VIALARD, P. (1973).— "Recherche sur le cycle alpine dans la Chaîne Iberique Sud-Occidentale". *Tesis Univ. Toulouse*.
- VIALARD, P. (1978).— "Tectogenese de la Chaîne Iberique: Relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasee." *C.R. Acad. Sc. Paris.* T. 287. pp. 1103-1106.
- VIALARD, P. (1979).— "La Chaîne Iberique: Zone de cisaillement intra-continentale pendant la tectogenese alpine". *C.R. Acad. Sc. Paris.* T. 289 pp. 65-68.
- VIALARD y GRAMBAST, L. (1970).— "Sur l'age post-Stampien moyen du plissement majeur dans la Chaîne Iberique Castellaine". *C.R. Somm. Sc. Soc. Geol. France.* V. 1. pp. 1-9.
- VILLENA, J. (1967).— "Nota cartográfica preliminar de una zona de la Cordillera Ibérica comprendida entre Monreal del Campo y parte desde

- Molina de Aragón". *Act. Geol. Fac. Cienc. Barcelona*. V. 2, núm. 1, pp. 7-9.
- VILLENA, J. (1969).— "Mapa Geológico de la Laguna de Gallocanta (Teruel-Zaragoza) y sus alrededores". Guía Exc. "V Reunión Grupo Esp. Sedim." Pamplona, Zaragoza.
- VILLENA, J. (1971).— "Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo". *Tesis doctoral Univ. Granada*.
- VILLENA, J. (1980).— El Ordovícico del sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. (En prensa).
- VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; RAMOS, A. y SOPENA, A. (1973).— Nota previa sobre el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Acta Geol. Hispánica*. núm. 8(3) y pp. 73-80.
- WOLF, R. (1980).— The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern, Sierra Morena) in Spain. Part. 1: The lower Ordovician sequence of Celtiberia: *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* núm. 160-1 pp. 118-137.
- YEBENES, A. (1973).— "Estudio petrogenético de las carniolas infra-liásicas de la Cordillera Ibérica". *Tesis Licenciatura. Univ. Madrid. (Ined.)* pp. 1-118.



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