

**ANTONIO HERRERO HERNÁNDEZ**

C/ Avda. Comuneros 101, 2º D.

37003-SALAMANCA.

Tel.: 923-188179

GEÓLOGO. COL N°: 1859

e-mail: anther@gugu.usal.es

**INFORME SOBRE LA  
ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA  
DE LA HOJA DE SAN ESTEBAN  
DE GORMAZ (20-15) (376)**

Autor: ANTONIO HERRERO HERNÁNDEZ

Informe técnico número 1/01. Año 2001



INFORME SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA  
DE LA HOJA DE SAN ESTEBAN DE GORMAZ (20-15) (376)

Este estudio ha sido realizado por ANTONIO HERRERO HERNÁNDEZ, a petición del INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA para el proyecto MAGNA 2ª Serie entre los meses de Mayo a Julio de 2001. Detrás en los anexos se encuentran las columnas estratigráficas locales.

## ÍNDICE

### 1.- ESTRATIGRAFÍA

#### 1. 1.- Terciario

##### 1. 1. 1.- Primera etapa sedimentaria: Paleógeno ? - Mioceno inferior.

1. 1. 1. 1.- Calizas oncolíticas, margas y limos, calcreta roja. (1).

1. 1. 1. 2.- Conglomerados de cantos mesozoicos y areniscas (2)

##### 1. 1. 2.- Segunda etapa sedimentaria.: Mioceno inferior ? - Mioceno medio (Aragoniense superior)

###### 1. 1. 2. 1.- Sucesión de Alcozar

1. 1. 2. 1. 1.- Limos y arcillas (3). Areniscas conglomeráticas (4)

1. 1. 2. 1. 2.- Calizas, margo-calizas (5) y calcretas (5')

###### 1. 1. 2. 2.- Sucesión de Langa Inferior

1. 1. 2. 2. 1.- Limos, arcillas, y arenas (6); calcretas (7); areniscas y conglomerados silíceos (8)

1. 1. 2. 2. 2.- Calizas y calizas-margosas (9)

###### 1. 1. 2. 3.- Sucesión de Langa Superior

1. 1. 2. 3. 1.- Calizas, calcretas rosadas, margocalizas, arenas y limos blanco-amarillentos (10), limos arcillosos rojos (11), calcretas rojas oquerosas y/o compactas, calizas y margocalizas blancas (12), areniscas y conglomerados, conglomerados de intraclastos (oncolitos) (13) y conglomerados de cantos calcáreos mesozoicos (14)

1. 1. 2. 3. 2.- Calizas, margocalizas, margas y limos (15) y calcretas y calizas (15')

##### 1. 1. 3.- Tercera etapa sedimentaria: Mioceno medio-Plioceno

1. 1. 3. 1.- Arenas y gravas, areniscas y conglomerados. (16), limos, arcillas y arenas. (17) y conglomerados, arenas y gravas silíceas. (18)

1. 1. 3. 2.- Calizas y margo-calizas (19) y calcretas (19')

1. 1. 3. 3.- Arenas, areniscas y conglomerados cuarcíticos y/o de intraclastos carbonatados. (20)

1. 1. 3. 4.- Calizas y margocalizas, margas. (21).

##### 1. 1. 4.- Plioceno

1. 1. 4. 1.- Gravas cuarcíticas, limos arcillosos rojos (22)

#### 1. 2.- ESTRATIGRAFÍA DEL SUBSUELO.

### 2. BIBLIOGRAFIA.

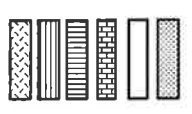
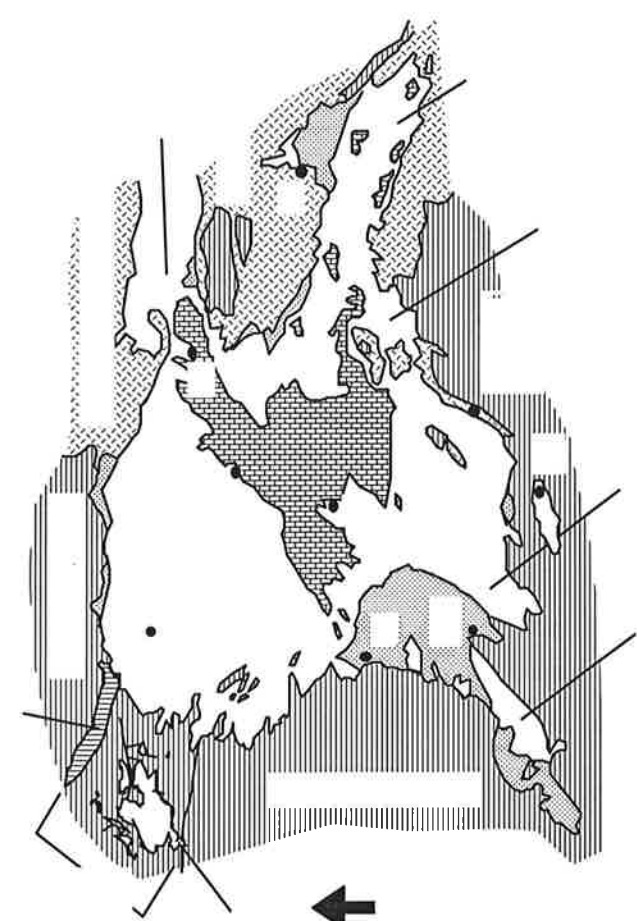
## 1.- ESTRATIGRAFÍA

Desde el punto de vista geológico, la Hoja de San Esteban de Gormaz nº 376 (20-15) se sitúa dentro del sector oriental de la Cuenca del Duero y, en ella afloran materiales pertenecientes al Terciario y al Cuaternario. La región analizada ocupa una posición intermedia entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central Español. En detalle se localiza al suroeste de la Sierra de Cameros, al noroeste de la Sierra de Ayllón y al norte del sector más oriental del Sistema Central Español (Fig. 1).

El conjunto de los bordes que rodean a esta Hoja están formados por rocas sedimentarias precámbricas, paleozoicas y mesozoicas, además de rocas ígneas diversas y depósitos metasedimentarios. De ellos procede gran parte del material con que se rellena la Cuenca.

La Cuenca del Duero se configura como una cuenca asimétrica con algunas áreas de mayor subsidencia que otras, como en los sectores este y sureste, donde aparecen los mayores espesores de sedimentos (Fig. 2). Recientemente, HERRERO (2001) indica que el espesor de sedimentos de edad terciaria supera los 3.500 m, en el borde norte de la Cuenca del Duero. En la misma se pueden delimitar varias subcuencas (Fig. 1) como las de Ponferrada, Ciudad Rodrigo, Peñaranda-Alba, Almazán, etc., cuya evolución dinámica estuvo controlada por la actividad de fracturas tardihercínicas a lo largo del Terciario.

En lo que se refiere a los sedimentos neógenos, HERNÁNDEZ PACHECO (1915) propuso la división estratigráfica de las facies centrales de la Cuenca del Duero en tres unidades, que durante muchos años fue considerada clásica. Estas unidades son Facies Tierra de Campos, Facies de las Cuestas y Facies Calizas de los Páramos, y están todas ellas en continuidad sedimentaria. ROYO GÓMEZ (1926) y SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1946) separan dos niveles dentro de la Facies Calizas de los Páramos. Posteriormente, se ha continuado la división de las unidades sedimentarias en el sector central de la Cuenca. MEDIAVILLA y DABRIO (1986, 1988, 1989) separan cuatro unidades a las que se añade una más en MEDIAVILLA *et al.* (1996).



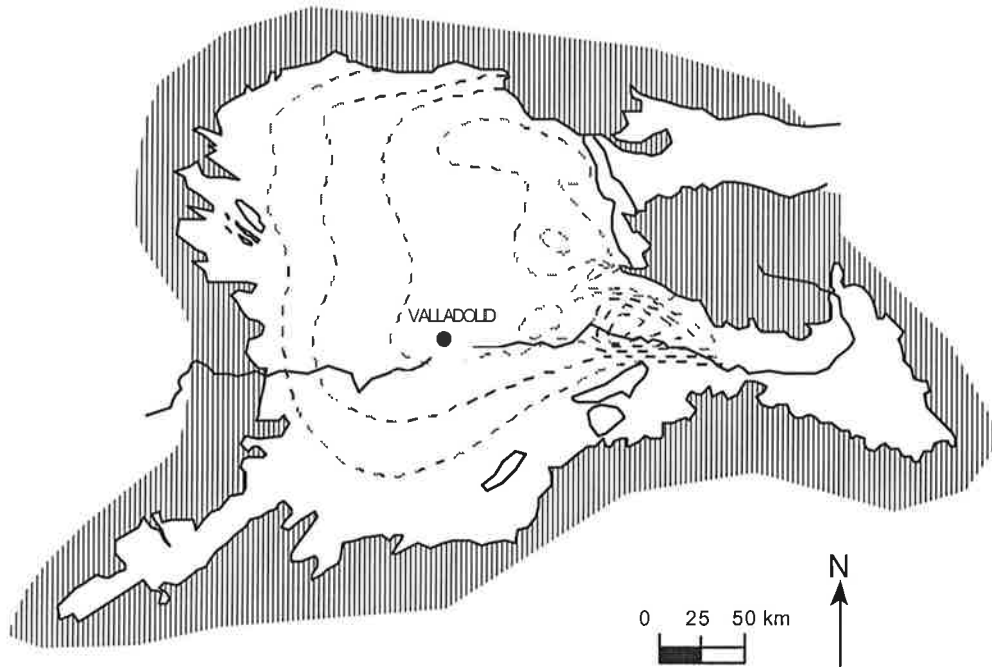


Figura 2. Mapa de isóbatas de la cuenca del Duero

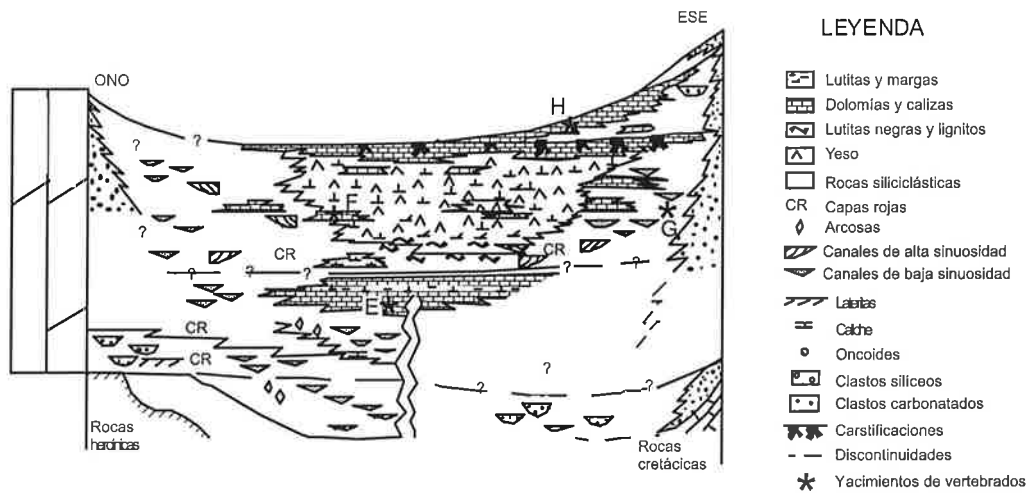


Figura 3.- Esquema estratigráfico del ciclo Mioceno medio-superior de la cuenca del Duero que muestra la distribución de los grupos más importantes facies, la situación de los yacimientos de vertebrados y discontinuidades principales: Dueñas (E), Torremormojón (F), Montejo de la Vega (G), y Los Valles de Fuentidueña (H). Modificado de Corrochano y Amenteros (1989).

Otras aportaciones importantes sobre la estratigrafía, sedimentología y datación de los sedimentos de la facies centrales de la Cuenca del Duero son los trabajos de HERNÁNDEZ PACHECO (1930), SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1952, 1955), CRUSSAFONT y VILLALTA (1954) y CRUSSAFONT y TRUYOLS (1960), GARCIA DEL CURA (1974, 1975) y PORTERO *et al.*, 1982). Y más recientemente, los de ARMENTEROS *et al.*, (1997) y ALONSO GAVILÁN *et al.*, (1997).

Los sedimentos terciarios ocupan toda de la superficie de la Hoja de San Esteban de Gormaz por debajo de los recubrimientos pertenecientes al Cuaternario (fondos de valle y terrazas principalmente). Estos sedimentos presentan una naturaleza litológica muy variable y una disposición estructural simple, ya que, aparecen en capas subhorizontales, prácticamente sin deformación. Tienen una edad Neógeno, entre Mioceno inferior (Paleógeno ?) y Plioceno.

A partir de los sondeos y perfiles sísmicos realizados en los sedimentos terciarios de la región estudiada, se estima que el espesor total varía entre 1.000-3.000 m (LANAJA, 1987; GUIMERA *et al.*, 1995; BOND, 1996).

Los depósitos terciarios de esta Hoja se caracterizan por la presencia de sedimentos de naturaleza carbonatada y siliciclástica, representando a facies lacustres y fluviales, adscritas al ciclo Mioceno medio-Mioceno superior de JIMÉNEZ *et al.*, (1983); ALONSO GAVILÁN *et al.*, (1983); CORROCHANO y ARMENTEROS (1989) y PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, (1994) (Fig. 3).

En la zona estudiada los sedimentos terciarios han sido analizados principalmente por ARMENTEROS y CORROCHANO (1983), ARMENTEROS (1986), RAMOS MARTÍN y ALONSO GAVILÁN (1990) y RUIZ FERNÁNDEZ (1991 a).

En detalle, ARMENTEROS y CORROCHANO (1983) y ARMENTEROS (1986), establecen la litoestratigrafía regional diferenciando cuatro Unidades: Marginal, Inferior, Media y Superior. La primera de ellas, de carácter local, está constituida por facies detríticas en ambientes sedimentario de abanicos aluviales. La Unidad Inferior contiene lutitas y margas propias de ambientes fluviales y lacustres alternantes. La Unidad Media, con dominio de sedimentos calizos, presenta en el techo un nivel carbonatado denominado como "Páramo inferior", todos ellos propios de ambientes lacustres y palustres. Por último, la Unidad Superior presenta un tramo detrítico-carbonatado basal, al que se le superpone otro nivel de calizas correspondientes al "Páramo superior".



RAMOS MARTÍN y ALONSO GAVILÁN (1990) analizan los depósitos terciarios del área de San Esteban de Gormaz-El Burgo de Osma, asignándolos unas edades relativas correspondientes al Paleógeno y al Mioceno; y establecen unas unidades litoestratigráficas de tipo local correlacionables con las de ARMENTEROS (*op. cit.*).

Se consideran pliocenos los depósitos de conglomerados cuarcíticos que culminan el piedemonte, también llamados “rañas”. Estos depósitos no superan la decena de metros de espesor y han sido estudiados por SAN MIGUEL DE LA CAMARA (*op. cit.*); ORDOÑEZ *et al.*, (1976) y MOLINA y ARMENTEROS (1986).

La cronoestratigrafía de las unidades se realiza con varios yacimientos paleontológicos, como los de Aranda de Duero (CRUSAFONT y CELORRIO, 1959), Montejo de la Vega (ARMENTEROS, *op. cit.*) y Piquera de San Esteban (MAZO y JORDA, 1994). Estos yacimientos se sitúan dentro de la Unidad Inferior de ARMENTROS (*op. cit.*). El primero de ellos proporciona una edad Aragoniense medio-superior (Vindoboniense medio Vindoboniense superior). El segundo y el tercero aportan una edad Aragoniense medio (MN 5) y Aragoniense superior (MN-7) respectivamente.

Otro de los yacimientos clásicos en la Cuenca del Duero como es el yacimiento de Los Valles de Fuentidueña (ALBERDI *et al.* 1981) proporciona una edad Vallesiense inferior (MN-9) para la unidad litoestratigráfica que lo contiene.

Los autores proporcionan diversas interpretaciones sobre que unidad engloba a dicho yacimiento. HOYOS *et al.*, (1981) y ARMENTEROS (*op. cit.*) le sitúan en la parte inferior del paquete de calizas que conforma el techo de la serie miocena en el lugar. LOPEZ OLMEDO y ENRILE ALBIR, (1992 *in litt*) le colocan en la base del segundo ciclo carbonatado que conforman las “calizas superiores del páramo” de ARMENTEROS *et al.* (1997). Por su parte, DIAZ de NEIRA *et al.*, (1995 *in litt.*) y CALVO *et al.*, (1993) le ubican hacia techo de la unidad que culmina con las “calizas del páramo inferior”.

## 1. 1.- TERCIARIO

El registro sedimentario de edad Terciario de la Hoja de San Esteban de Gormaz se ha dividido en 3 etapas de sedimentación principales que abarcan las edades siguientes: a) Paleógeno ? -Mioceno inferior, b) Aragoniense superior (Mioceno inferior ? –Mioceno medio) y, c) Aragoniense superior-Vallesiense inferior (Mioceno medio-Mioceno superior) (Fig. 4). En el techo de la segunda y tercera etapas se encuentran los niveles carbonatados denominados en esta Hoja como Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1 y Calizas superiores del Páramo o Páramo 2 respectivamente.

Estas tres etapas de sedimentación se hallan constituidas por diferentes sucesiones detríticas y carbonatadas alternantes, que en conjunto agrupan a 22 unidades cartográficas. El espesor máximo que en conjunto alcanza todo el Terciario es de 360 m en esta Hoja.

Dentro del ámbito de la Hoja de San Esteban de Gormaz se observa una importante actividad tectónica que, fractura y pliega los materiales depositados, al mismo tiempo que acomoda las sucesiones nuevas adaptándolas a las estructuras originadas.

La actividad tectónica más antigua se registra en la primera etapa sedimentaria al suroeste de San Esteban de Gormaz, en la margen izquierda del Duero, en una banda de 0,5 Km. de ancho por 2 Km de longitud. En esta zona aparecen una serie de pliegues formando un anticlinorio de dimensiones decamétricas con direcciones NNW-ESE, que afectan a los materiales más antiguos de la Hoja.

En la mitad septentrional de la Hoja se han localizado varias estructuras tectónicas y la cartografía así las refleja, que afectan a la segunda etapa sedimentaria. La más importante en cuanto a dimensiones y expresión cartográfica es la situada al norte del río Duero, en las proximidades de Langa de Duero, y que se ha denominado Cabalgamiento de Langa. Esta fractura inversa lleva asociado un pliegue que denominaremos como Anticlinal de Langa.

El Cabalgamiento de Langa es considerado en esta Hoja como una falla inversa con un salto estimado a un lado y otro del mismo, del orden de 420-490 m. Tiene una dirección ESE, con una vergencia al sur y una longitud aproximada de 20 Km.

El Anticlinal de Langa tiene una dirección paralela a la del Cabalgamiento anterior y se corresponde con un pliegue de propagación de falla (*fault-propagation fold*). Esta gran flexión monoclinual de orientación aproximada E-W, con vergencia al sur y longitud mínima de 15 Km.

Sobre el Anticlinal de Langa se implantó un sondeo profundo de investigación petrolífera denominado Alcozar-1. El perfil litológico del mismo muestra que la serie terciaria atravesada alcanzó 1.200 m de espesor hasta alcanzar los materiales del Cretácico superior carbonatado (LANAJA, 1987).

Fuera de la influencia del Cabalgamiento y Anticlinal de Langa, y sobre todo en la mitad meridional de la Hoja de San Esteban de Gormaz los sedimentos terciarios aparecen con una disposición horizontal, prácticamente sin deformación.

### **1. 1. 1.- Primera etapa sedimentaria: Paleógeno ? - Mioceno inferior.**

Aparece en afloramientos puntuales situados exclusivamente al suroeste de la localidad de San Esteban de Gormaz.

Se han diferenciado dos unidades cartográficas que aparecen en continuidad sedimentaria. Se localizan en afloramientos de extensión reducida, relacionados con las vertientes de los arroyos Calderón, Boquillas y Portezuela principalmente. También aparecen en pequeñas canteras que explotaban sus materiales para la obtención de bloques, y que actualmente están abandonadas. Su espesor es de 55 m aproximadamente.

Estos materiales se hallan afectados por una intensa actividad tectónica postsedimentaria que los deforma y pliega, creando anticlinales y sinclinales con una dirección ESE principalmente.

En principio, y a falta de dataciones en contra, los sedimentos más antiguos aflorantes en la banda plegada, al sur de San Esteban de Gormaz se han considerado en esta Hoja pertenecientes al Mioceno inferior. Teniendo en cuenta que existen materiales similares a los descritos y asignados a una edad Paleógeno en zonas próximas como los situados al NE de la Cuenca de Almazán (BOND,1996), los de la Hoja de El Burgo de Osma, (RUIZ FERNÁNDEZ DE LA LOPA, 1991) y los de la Hoja de Berlanga de Duero, (LENDÍNEZ y MUÑOZ, 1991), sus características litológicas, su deformación tectónica y su relación con los materiales circundantes, podrían equivaler a sedimentos más antiguos y corresponder al Paleógeno.

Esta banda plegada, se presenta como un paleorrelieve parcialmente erosionado y fosilizado discordantemente de manera pasiva por materiales limo-arcillosos y carbonatados

(margos calizas con oncoides de diámetro centimétrico a decimétrico), pertenecientes a la serie detrítica que aflora en esa zona por debajo de las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1 y por tanto, claramente identificables como neógenos.

#### **1. 1. 1. 1.- Calizas oncolíticas, margas y limos, calcreta roja. (1).**

Se halla situada al sureste de San Esteban de Gormaz, en los afloramientos de la banda plegada descrita con anterioridad.

En el arroyo Boquillas esta unidad aflora en mejores condiciones. Está constituida por una sucesión de capas de calizas, a la que se le superpone un tramo de litología fina con margas y limos. El techo de esta unidad está formado de nuevo por otro tramo carbonatado. El espesor total de esta unidad alcanza los 50 m.

Las calizas se presentan bien estratificadas en capas compactas de espesor decimétrico a métrico, con colores blancos, grises y beige. Separando a estas capas aparecen finas intercalaciones de margas con espesor reducido. En el interior de las capas de caliza se han reconocido oncoides de hasta 3 cm de diámetro mayor, cuya localización siempre es en la base de las mismas. No se han encontrado restos fósiles de invertebrados.

A techo de las calizas de la parte inferior de la unidad se desarrolla un potente paleosuelo con un espesor variable entre 2-3 m. Este paleosuelo es una calcreta de color rojizo, con una estructura de tipo brechoide.

El tramo de litología fina que aparece separando los dos tramos carbonatados están constituidos por margas y limos, que en líneas generales aparecen derrubidos.

En esta unidad están representados ambientes lacustres y palustres que se relacionan con la existencia de lagos someros y efímeros en una llanura de inundación. Los sedimentos de esta unidad pueden modificarse en una etapa posterior de alteración edáfica.

#### **1. 1. 1. 2.- Conglomerados de cantos mesozoicos y areniscas (2)**

Se sitúan en concordancia y continuidad sobre los niveles carbonatados de la unidad anterior.

El mejor afloramiento de esta unidad se localizan a lo largo del escarpe de 4-5 m de altura existente en la confluencia del arroyo de la Peña del Monje con la vega del río Duero.

Esta unidad se localiza en el sector mas oriental de la banda afectada por la tectónica y plegada, con un espesor visible reducido al afloramiento citado.

La unidad está constituida exclusivamente por conglomerados y areniscas ordenados en secuencias de tipo granodecreciente.

En la base aparecen ortoconglomerados de color rojo empastados en una matriz de arena gruesa, con una fuerte cementación de carbonato cálcico. Los clastos son heterométricos, subredondeados y con un centil de 20 a 25 cm. Presentan una composición por orden de abundancia de caliza, cuarcita y cuarzo. En su interior se aprecian estratificaciones cruzadas en surco de media escala.

En tránsito gradual desde los conglomerados se localizan areniscas. Tienen un color blanco y amarillo, y un tamaño de grano grueso a medio. Aparecen bien cementadas por carbonato, que por lavado o alteración diferencial origina un aspecto oqueroso y ruiforme. Muestran hiladas de pequeños cantos redondeados entre 4-7 cm, de cuarzo y cuarcita. Presentan estratificación cruzada en surco de mediana escala con sets de 4 a 7 m de amplitud. Estas areniscas parecen en cuerpos de geometría lenticular con el techo convexo.

Se interpreta como un producto de canales y barras de cresta sinuosa con carga de de gravas en un ambiente fluvial de baja sinuosidad. Los clastos muestran una procedencias de unidades cretácicas.

### **1. 1. 2.- Segunda etapa sedimentaria.: Mioceno inferior ? - Mioceno medio (Aragoniense superior)**

Ocupa aproximadamente más de la mitad de la superficie de la Hoja. En la mitad septentrional de la Hoja, al norte del río Duero se extiende por toda la superficie de la misma. En la mitad meridional aparece en las zonas medias y bajas de los valles de los arroyos, por debajo

de las denominadas Calizas inferiores del Páramo (Páramo-1), que se hallan situadas entre las cotas de 960-970 m de altitud.

Está integrada por un conjunto muy numeroso de unidades cartográficas que se han agrupado dentro de tres grandes sucesiones sedimentarias que se han denominado de muro a techo (Fig. 4):

Sucesión de Alcozar

Sucesión de Langa Inferior

Sucesión de Langa Superior.

El espesor en conjunto es variable y, se sitúa entre los 195 y los 215 m. Estas tres Sucesiones se hallan constituidas en la base por un tramo detrítico basal formado por areniscas, limos y conglomerados principalmente, y finalizan siempre en un tramo carbonatado. Las dos primeras finalizan con las unidades carbonatadas de Alcozar y Langa respectivamente, y la tercera concluye con lo que se ha denominado Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1. De este modo, esta segunda etapa de sedimentación puede considerarse cíclica, y está marcada por los avances y retrocesos de los niveles lacustres del centro de la Cuenca del Duero hacia los bordes.

La influencia de la actividad tectónica es muy importante en esta segunda etapa y, actúa de forma sinsedimentaria, principalmente al finalizar la misma.

Las sucesiones mencionadas aparecen en uno de los flancos del Anticlinal de Langa, en concreto en el flanco sur. Dicho Anticlinal muestra una disposición claramente asimétrica, de tal forma que el flanco norte adquiere un gran desarrollo y buzamiento suave, mientras que el flanco sur está más verticalizado y alcanza un buzamiento de 30°.

El flanco sur del Anticlinal se localiza entre las localidades de Langa de Duero y Alcozar. A lo largo de flanco se ha levantado prácticamente toda la columna estratigráfica general de esta segunda etapa sedimentaria, donde se hallan superpuestas la Sucesión de Alcozar, la Sucesión de Langa Inferior y las partes basal y media de la Sucesión de Langa Superior. La parte final de esta última se ha levantado en las proximidades de la localidad de Piquera de San Esteban.

De todo ese conjunto de sedimentos mencionados, la Sucesión de Alcozar es la más antigua y aparece en la zona más interna del Anticlinal de Langa, en su charnela con un buzamiento

inferior a 15°. A ella se le superpone en continuidad sedimentaria la Sucesión de Langa Inferior, con un buzamiento entre 15° S y 30° S, ya en el flanco sur del Anticlinal.

Por último, la Sucesión de Langa Superior está integrada en la base por niveles sedimentarios que se acuñan hacia el norte, formando un abanico de capas con inclinación hacia el sur, y que aumentan progresivamente su espesor en ese sentido. Los sedimentos de la base de esta Sucesión al mismo tiempo que se depositaban sufrían una verticalización respecto de los de las Sucesiones de Alcozar y Langa Inferior. Estos hechos indican que el depósito de la parte basal de la Sucesión de Langa Superior se realizó de forma sinsedimentaria en una etapa de gran actividad tectónica.

Los niveles carbonatados del techo de la Sucesión de Langa Superior (Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1) se encuentran prácticamente subhorizontales y son expansivos respecto de los infrayacentes, y se depositan en una etapa en la que ha cesado la actividad tectónica.

En el flanco norte del Anticlinal de Langa, en cambio no se aprecia esta estructuración de capas. Este flanco se prolonga en la Hoja colindante de Peñaranda de Duero con buzamientos muy suaves. Los acuñamientos de capas son sutilmente apreciables desde Bocigas de Perales hacia el SO, y perfectamente deducibles de la cartografía.

La formación del Anticlinal se debe a la migración del Cabalgamiento de Langa y en consecuencia debe considerarse como un pliegue de propagación de falla. Como consecuencia de la formación del Cabalgamiento y Anticlinal de Langa, los niveles sedimentarios de estas Sucesiones llegan a alcanzar cotas altas en zonas próximas a la charnela del pliegue. Estos niveles no pueden ser correlacionados con los sedimentos que aparecen al sur del río Duero, ya que éstos corresponden a unidades sedimentarias situadas estratigráficamente por encima, y por tanto no son correlativas.

En el centro de la Cuenca del Duero se establecen los tres niveles clásicos en la división estratigráfica de la misma, Facies Tierra de Campos, Facies de las Cuestas y Facies de los Páramos. La segunda etapa de sedimentación culmina en esta Hoja con las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1 en el techo de la Sucesión de Langa Superior.

En la Hoja colindante de Peñaranda de Duero, GARCÍA DEL CURA (1975) divide el registro sedimentario en tres Unidades, Inferior, Media y Superior. Por su parte ARMENTEROS (1986) en su estudio en una zona amplia situada al oeste de esta Hoja, divide el registro

sedimentario en tres Unidades principales, Inferior, Media y Superior. Este autor sitúa las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1 en el techo de su Unidad Media.

Teniendo en cuenta estos trabajos, la segunda etapa de sedimentación es correlativa con las Facies Tierra de Campos, las Facies de las Cuestas y la Facies del Páramo del centro de la Cuenca del Duero, y con las Unidades Inferior y Media de GARCÍA DEL CURA (*op. cit.*) y ARMENTEROS (*op. cit.*) (Litofacies Detrítica de Aranda, Formación Hantangas y Litofacies de Maderuelo).

RAMOS MARTÍN y ALONSO GAVILÁN (1990) analizan los materiales localizados en la Hoja El Burgo de Osma, y dividen su registro sedimentario en varias unidades de tipo local, Areniscas del Burgo de Osma, Caliche de Osma, Areniscas de San Esteban de Gormaz y la Unidad de Valdecastilla. Las Areniscas de San Esteban de Gormaz agrupan a dos subunidades Roja y Blanca que se sitúan por debajo de las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1.

Los yacimientos paleontológicos ubicados en la zona oriental de la Cuenca del Duero, Aranda de Duero, Montejo de la Vega, Piquera de San Esteban y Los Valles de Fuentidueña, han sido analizados por ARMENTEROS (*op. cit.*), MAZO *et al.* (1999), ALBERDI *et al.* (1981) y MAZO y JORDA (1994) respectivamente. Estos yacimientos sitúan cronológicamente a las unidades que los contienen, diferentes según los autores, con una edad Mioceno inferior, biozonas MN 7 a MN 9.

En esta Hoja, MAZO y JORDA (*op. cit.*) datan como Aragoniense superior (MN-7) los depósitos detríticos del yacimiento de Piquera de San Esteban. La asignación estratigráfica de los sedimentos de este yacimiento se resuelven de forma cartográfica, ya que si inicialmente se ubicaron por debajo de la Unidad Media de ARMENTEROS (*op. cit.*), la cartografía demuestra que se encuentran en un nivel detrítico superior, que desciende topográficamente erosionando parte de la serie miocena, hasta situarse por debajo las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1. Por ello, este yacimiento se localiza por encima del Páramo 1, y la datación de esta segunda etapa es previa a la biozona MN 7 (Aragoniense superior).

### **1. 1. 2. 1.- Sucesión de Alcozar**



La Sucesión de Alcozar ocupa un afloramiento pequeño en el núcleo del Anticlinal de Langa, entre las localidades de Langa de Duero y Alcozar. Se dispone discordantemente sobre la etapa sedimentaria anterior al SO de San Esteban de Gormaz. .

Tiene un espesor próximo a los 34 m, y está formada por tres unidades cartográficas. De ellas las dos inferiores son detríticas se componen de limos, arcillas y areniscas; la tercera es carbonatada y, está constituida por calizas, margocalizas y calcretas.

La parte inferior de esta Sucesión representa a ambientes sedimentarios de llanura fluvial, con un red de canales distales de baja sinuosidad, y zonas de intercanal amplias, donde se localizan lagos someros, marginales que pueden llegar a emerger y alterarse edaficamente. En la parte superior de la Sucesión estos ambientes son sustituidos por otros de carácter lacustre más abierto, de tipo somero, carbonatado con una orla palustre amplia.

#### **1. 1. 2. 1. 1.- Limos y arcillas (3). Areniscas conglomeráticas (4)**

Estas dos unidades cartográficas aparecen en los afloramientos ocasionados por la incisión de los arroyos de La Nava y del Rebollar, entre las localidades de Langa y Alcozar. Estos afloramientos se localizan en la charnela del Anticlinal de Langa, que tiene una dirección E-O principalmente. Las capas tienen un buzamiento pequeño inferior a 10°.

En el afloramiento del arroyo del Rebollar, esta Sucesión está formada por areniscas y calcretas intercaladas entre capas de litología limosa y arcillosa.

Las areniscas son de color blanco, con un moteado ocre rojizo. Tienen un tamaño medio a grueso y están fuertemente cementadas por carbonato. Presentan *lags* de gravas de cuarzo y cuarcita principalmente y algunos intraformacionales, con un centil de 6 cm. Aparecen en capas de geometría lenticular de base erosiva y canalizada y techo convexo hacia abajo. Su extensión lateral se sitúa entre 50 y 100 m, aunque en algunos casos puede ser mayor y, muestran una potencia de hasta 4 m.

Presentan estratificación cruzada en surco de mediana escala con *sets* de 3-5 m de amplitud. Las paleocorrientes medidas señalan una dirección N 300, hacia el ONO.

Los limos y las arcillas presentan color blanco y, ocasionalmente marrón y rojo. A veces muestran un contenido alto en arena fina. Presentan una disminución en el tamaño de grano hacia

techo, abundantes rasgos de hidromorfía y nodulización carbonatada (glaébulas), llegando a formarse en algunos casos, calcretas masivas.

Se presentan en capas de geometría tabular, con potencias entre 2-4 m y una extensión mayor de 300 m.

Los materiales más gruesos reflejan procesos de corrientes tractivas en canales de baja sinuosidad, con una carga principalmente arenosa. Los canales transportan barras y megarriple de crestas sinuosas, que migran aguas abajo. La red de canales sería distal y alimentaba las zonas de llanura de inundación. La procedencia del sistema es de zonas elevadas situadas al E y SE de la Hoja.

En los estadios de aguas altas tiene lugar la sedimentación por decantación del material en suspensión en las zonas de llanura de inundación. En la etapa de aguas bajas, no se produce sedimentación en estas zonas, lo que permite la implantación de una vegetación y el desarrollo de procesos de edafización en el sedimento, que puede dar lugar a la formación de costras de carbonato.

#### **1. 1. 2. 1. 2.- Calizas, margo-calizas (5) y calcretas (5')**

Los materiales de esta unidad se encuentran en continuidad estratigráfica con los de las anteriores unidades. Como éstas también se localizan en las mismas zonas de afloramiento de los arroyos Rebollar y La Nava. Ocupan mayor extensión sobre todo en los escarpes del primer arroyo. Asimismo, se sitúan en la charnela del Anticlinal de Langa.

En campo destacan por su coloración blanca y gris, y por el pequeño escarpe estructural que originan sus capas. Estas se encuentran horizontales o buzando ligeramente al sur en una magnitud inferior a 15°.

Se trata de una unidad carbonatada con un espesor variable entre 12-15 m. Está formada por varios bancos de calizas compactas con potencias métricas entre 1 y 3 m, de aspecto externo masivo, y con límites planos y paralelos que se pierden lateralmente. En su interior contienen nodulizaciones en la base, y a techo, abundantes trazas de raíces y brechificación. Algunas de esta capas están lajadas. Se corresponden con *mudstones* a *wackestones* muy recristalizadas.

Lateralmente, esta unidad carbonatada pasa a areniscas cementadas como se aprecia en el arroyo de La Nava.

Esta unidad se interpreta como un producto de ambientes lacustres y palustres. Son los abundantes rasgos edáficos los que hacen conferir al sedimento el carácter de paleosuelo hipercalcimorfo desarrollado sobre un sustrato carbonatado.

Todo ello es indicativo de una franja palustre de anchura variable que ocupa las zonas marginales de lagos someros sometidos a una variación importante del nivel del agua. Los paleosuelos se desarrollan sobre un sustrato carbonatado.

### **1. 1. 2. 2.- Sucesión de Langa Inferior**

Sobre la Sucesión de Alcozar se sitúa la de Langa Inferior en continuidad sedimentaria con ella. Aflora al norte del río Duero, en el centro de la mitad septentrional de la Hoja. Sus principales afloramientos se encuentran entre las localidades de Zuzones y Alcozar.

Esta Sucesión se localiza en ambos flancos del Anticlinal de Langa. En el flanco norte las capas se introducen suavemente hacia el subsuelo con buzamientos que no superan los 15°. En el flanco sur, sucede lo mismo, pero con mayor grado de buzamiento en las capas alrededor de 30°S.

Tiene un espesor próximo a 60 m, y está integrada por una parte inferior de naturaleza detrítica y, una superior carbonatada.

El tramo detrítico basal se interpreta como un producto de ambientes de llanura fluvial, con canales distales de baja sinuosidad, y una llanura de inundación amplia. Hacia el techo de la Sucesión estos ambientes son reemplazados por otros de tipo lacustre y palustre.

#### **1. 1. 2. 2. 1.- Limos, arcillas, y arenas (6); calcretas (7); areniscas y conglomerados silíceos (8)**

Los mejores afloramientos de estas unidades cartográficas aparecen en la base de los escarpes de los arroyos que hay entre las localidades de Zuzones y Alcozar. Aparecen en la

charnela desmantelada del Anticlinal de Langa, y en su flanco sur conformando una amplia depresión o *combe* de orientación E-O que se extiende entre las poblaciones citadas. En el flanco norte de este Anticlinal se hallan en aquellos lugares donde la red fluvial ha incidido y desmantelado el nivel carbonatado situado por encima, como por ejemplo en el arroyo de La Fuente, al sur de Bocigas de Perales.

Se sitúan en continuidad estratigráfica con la unidad carbonatada que corona la Sucesión de Alcozar, con una potencia en conjunto algo superior a los 50 m. Estas unidades muestran un dominio de materiales detríticos, con mayor abundancia de las litologías finas de limos y arcillas sobre los conglomerados y areniscas. Presentan colores ocres y anaranjados principalmente.

Las secuencias de la parte inferior de la Sucesión están formadas por areniscas, limos y arcillas en tránsito gradual. Las secuencias de la parte media se inician en conglomerados y areniscas y finalizan en limos y arcillas.

Los limos y arcillas aparecen en secuencias granodecrecientes, en tránsito gradual desde arenas y muestran colores marrones, ocres y blancos. Son muy abundantes los nódulos de carbonato con un diámetro inferior a 4 cm y las hidromorfías con moteados de color. Con frecuencia los nódulos de carbonato aparecen soldados y en ocasiones llegar a formar calcretas masivas. A veces, hacia la base de los niveles sobre todo en la parte inferior de la Sucesión, muestran carbonataciones en enrejado. Su geometría es tabular con un espesor variable entre 2 y 6 m y una extensión lateral que supera los 200 m.

Los conglomerados están organizados en secuencias granodecrecientes de base fuertemente canalizada, tienen colores marrones o grises. Son ortoconglomerados, poligénicos y polimodales. Los clastos son subredondeados y por orden de abundancia son de cuarcita, cuarzo y carbonato. El centil varía entre 5-12 cm. Unas veces están cementados por carbonato, dando pequeños resaltes morfológicos y, otras aparecen sin cementación formando canturriales como los que aparecen al oeste y noroeste de Alcozar.

Estos materiales detríticos muestran estratificación cruzada en surco de media a gran escala y, ocasionalmente planar. Las direcciones de corriente medidas indican hacia el O y ONO.

Presentan una geometría lenticular muy laxa, con un espesor variable entre 1 y 5 m, y una extensión lateral que oscila entre 25 y 75 m.

Las areniscas aparecen en tránsito gradual desde los conglomerados anteriores o bien, se muestran en capas delgadas y aisladas entre depósitos más finos. Están fuertemente cementadas por carbonato, tienen un color marrón y gris y un tamaño de grano variable.

Pueden aparecer masivas o con estratificación cruzada de media escala, con *sets* de 3 a 5 m de amplitud. A veces presentan laminaciones cruzadas de ripples.

Aparecen con una geometría lenticular, unas veces con espesor entre 2 y 4 m y otras veces, en delgados niveles de 20 a 40 cm de potencia. Su extensión lateral es inferior a 100 m

Estas unidades representan ambientes de llanura fluvial, que está surcada por canales fluviales de baja sinuosidad, con carga de gravas y arenas. Estos canales son efímeros y están aislados entre depósitos finos de llanura de inundación. Estos canales muestran una relación anchura profundidad mayor de 4, y transportan barras de gravas y megaripples arenosos. Forman una red de canales amplia, de baja sinuosidad. La procedencia de este sistema se localiza al E y SE de esta Hoja.

La abundancia de detríticos finos (arenas y limos) en las secuencias de la parte inferior de esta Sucesión, indica que se formaron en ambientes de llanura de inundación proximal, donde existen procesos edáficos incipientes, sin llegar a formar verdaderos horizontes de costras carbonatadas. En esta llanura de inundación se localizan lagos marginales, someros y carbonatados de pequeña entidad.

#### **1. 1. 2. 2. 2.- Calizas y calizas-margosas (9)**

Los principales afloramientos de esta unidad se ubican entre la localidad de Alcozar y la falla que se sitúa al oeste de Zuzones. Se muestra como un nivel guía continuo entre las cotas de los 980 y 1.020 m de altura, en la zona próxima al Anticlinal de Langa.

En el flanco norte y en la zona de charnela de dicho Anticlinal, forma páramos calcáreos subhorizontales o suavemente inclinados al N, alcanzando la altitud citada. A lo largo del flanco sur del pliegue, aparece con relieve moderado y en cuesta, con capas inclinadas entre 30°S y 15°S. En este flanco, forma una cresta o resalte estructural que se aprecia con facilidad.

Al norte de Zuzones, estas calizas se identifican con dificultad, ya que en esta área se superponen varios niveles de calizas y calizas margosas de unidades superiores, que incluso

pueden corresponder a las Calizas inferiores del Páramo, constituyendo un tramo carbonatado que supera los 80 m de potencia en el corte del arroyo Pozarrón.

Esta unidad tiene un espesor de 8 m aproximadamente. Está formada por varios bancos de calizas y calizas margosas con espesores entre 2-4 m, con límites netos y planos que lateralmente se pierden. Presentan unos colores blancos y grises con moteado ocre y rojo. Se trata de *mudstones* a *packstones* con fragmentos de fósiles y estructuras oncolíticas.

Estas capas presentan en la base nodulizaciones y, hacia el techo, brechificación, hidromorfía y trazas de raíces. Con frecuencia se observan fragmentos de restos fósiles, porosidad fenestral y rellenos geopetales.

Presentan una geometría tabular con los espesores ya señalados y, con una extensión lateral que puede llegar a tener varios centenares de metros.

Se interpretan como un producto de medios lacustres someros y carbonatados, con alguna agitación y con márgenes variables, ya que se producen brechificaciones, que es indicativo de episodios de emersión y exposición subaérea. A techo de secuencia se localizan los mayores rasgos de exposición y emersión, que es indicativo de secuencias de somerización.

### **1. 1. 2. 3.- Sucesión de Langa Superior**

Se sitúa en continuidad sedimentaria sobre la unidad carbonatada con la que finaliza la Sucesión de Langa Inferior. Es la Sucesión que ocupa mayor extensión dentro de la Hoja, aflorando por toda ella, aunque lo hace de forma minoritaria en el cuadrante suroccidental de la misma. Entre los numerosos afloramientos de esta Sucesión cabe citar los de San Esteban de Gormaz, Piquera de San Esteban, etc.

Esta Sucesión aparece en los dos flancos del Anticlinal de Langa. En el flanco septentrional las capas presentan un buzamiento subhorizontal. En cambio, en el meridional, las unidades cartográficas de la parte basal y media de la Sucesión dibujan un abanico de capas con buzamientos de hasta 30°S, que aumentan progresivamente de espesor al alejarse de la traza del Anticlinal. Las unidades cartográficas situadas a techo de esta Sucesión se superponen y recubren a todas las anteriores con buzamientos subhorizontales.

En el resto de la Hoja fuera del ámbito del Anticlinal de Langa, las capas de esta Sucesión aparecen también de forma subhorizontal.

La parte basal y media de la Sucesión de Langa Superior está integrada por un conjunto numeroso de unidades cartográficas, constituidas principalmente por limos, arcillas, calcretas y calizas (Fig. 5). La unidad situada a techo es carbonatada y se identifica con las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1. Esta última unidad es expansiva sobre las anteriores lo que indica el cese de la elevación del Anticlinal de Langa.

El espesor de esta Sucesión es variable de unas zonas a otras. El espesor mínimo se localiza en el flanco sur del Anticlinal de Langa, donde la Sucesión no llega a los 100 m. Al sur del río Duero el espesor visible es de 120 m, desde su llanura de inundación hasta la cota de 960 m donde se ubica la unidad carbonatada con la que finaliza esta Sucesión.

El tramo detrítico inferior representa ambientes de llanura de inundación que está surcada por una red de canales efímeros de baja sinuosidad de zonas medias y distales. En esta llanura de inundación se producen intensos procesos de alteración edáfica con la formación de extensos niveles de calcretas. En ella también se localizan algunos lagos someros, que pueden llegar a emerger.

Sobre ellos se implanta progresivamente un sistema lacustre de lagos someros, marginales y de baja pendiente con los márgenes fluctuantes, donde se localizan alteraciones en el sedimento, relacionadas con las oscilaciones del nivel freático.

**1. 1. 2. 3. 1.- Calizas, calcretas rosadas, margocalizas, arenas y limos blanco-amarillentos (10), limos arcillosos rojos (11), calcretas rojas oquerosas y/o compactas, calizas y margocalizas blancas (12), areniscas y conglomerados, conglomerados de intraclastos (oncolitos) (13) y conglomerados de cantos calcáreos mesozoicos (14)**

Este conjunto numeroso de unidades constituyen el tramo detrítico basal, por debajo de las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1, con las que finaliza la Sucesión de Langa Superior. Se distribuyen por gran parte de la Hoja, y se extienden principalmente por la mitad oriental y por el cuadrante noroccidental de la misma.

En el flanco meridional del Anticlinal de Langa las unidades basales de la Sucesión forman un abanico de capas con un buzamiento de aproximadamente 30°S, que en una longitud de 1,5 Km se horizontalizan. En el resto de la Hoja se disponen de forma subhorizontal. Al sur del río Duero aparecen siempre por debajo de las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1, hasta la altura de Valdanzo.

Esta constituido por un conjunto muy amplio de litologías: areniscas, conglomerados, limos, arcillas, caliches y calizas. La presencia de niveles alternantes con distinta competencia o grado de cementación dan lugar a una superposición de capas con una morfología típica de cerros acastillados con resaltes de perfil fungiforme, bolos y pináculos.

En los flancos del Anticlinal de Langa, la parte basal de la Sucesión está representada litológicamente por una alternancia de capas limo-arcillosas, y carbonatadas de espesor variable. En zonas alejadas del Anticlinal a este conjunto litológico se añaden capas de areniscas y conglomerados.

Los limos tienen un contenido alto de arena de tamaño de grano fino y son de color ocre-anaranjado. Son masivos y presentan abundantes texturas edáficas con desarrollo de *peds* de tipo prismático, laminar, poliédrico etc., abundantes hidromorfías, trazas de raíces remarcadas por carbonato, nodulizaciones calcáreas que en muchos casos dan lugar a un encostramiento carbonatado a techo de secuencia. Tienen geometría tabular con un espesor inferior a 4 m y una extensión lateral mayor de 300 m.

Gradualmente la parte superior de los limos anteriores da paso a horizontes de encostramiento carbonatado. Estas calcretas son muy abundantes en la parte basal y media de esta Sucesión y adquieren su mayor desarrollo y representación a lo largo de los flancos del Anticlinal de Langa, sobre todo en las localidades de Bocigas de Perales, Rejas de San Esteban y Matanza de Soria. En algunas zonas estas calcretas forman auténticos páramos.

Este tipo de litología tiene un aspecto de campo noduloso, terroso y, otras veces, laminado y alveolar. Su color es variable con mezclas de blanco, rojo y amarillo con moteados pardos.

La morfología cuando están bien desarrolladas es tabular. Su espesor máximo es de 5 m y, pueden alcanzar decenas y hasta centenas de metros de extensión lateral. El límite superior suele ser neto, mientras que, el inferior es gradual y, presenta, en la mayoría de los casos, rizocreaciones que penetran en la facies detrítica basal. Con frecuencia se observan recristalizaciones de carbonato cálcico.



Como ejemplos de calcretas rojas se han tomado los que aparecen hacia el norte de la Hoja, en los alrededores del vértice Canto de 990 m de altitud. Aquí aparece una calcreta compacta roja de 4 m, intensamente brechificada y con cierta estructuración horizontal hacia techo, dándole aspecto falso de conglomerados; le suceden 2 m de calcreta roja con cantos cuarcíticos dispersos, con una marcada estructuración vertical por raíces; y por último, conformando el techo del replano, una calcreta brechoide de aproximadamente 1 m más clara, con parches rosados.

Entre Rejas de San Esteban y San Esteban de Gormaz, la calcreta roja que en Matanza de Soria está inclinada hacia el NNE, se horizontaliza y va bajando de cota hacia el SSO, a la vez que lateralmente pasa a niveles carbonatados blancos constituidos por niveles de oncoides esféricos y cilíndricos de 2-10 cm en una matriz margosa, (arroyo del Encaño de Valdelavida), ubicados a cotas de 920 m.

Al sur del Duero, niveles con oncoides similares y muy probablemente equivalentes, presentan gran continuidad lateral, situándose a cotas cercanas a los 880 m. en los alrededores de Aldea de S. Esteban y a lo largo del valle del río Pedro.

De igual modo, las calizas de Cuestablanca deben equivaler, en este lado del Duero, a la calcreta que aflora entre éstos niveles oncolíticos y el páramo de Atauta (Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1, en este caso, más bien calcretas), dando un peculiar resalte y cerro acastillado a 940 m de altitud entre las localidades de Aldea y Peñalba de San Esteban.

En zonas más alejadas del Anticlinal de Langa, en la parte basal de esta Sucesión, entre los limos y calcretas anteriores se intercalan capas de areniscas y conglomerados, a veces numerosas.

Las areniscas tienen un tamaño de grano medio a grueso, están cementadas por carbonato y muestran colores ocres y blancos. Internamente contienen cicatrices erosivas con *lags* de cantos. Estos últimos están bien redondeados, con una composición de cuarzo y cuarcita, y con un centil de 4 cm. Presentan estratificación cruzada en surco y planar de gran escala. Las paleocorrientes indican hacia el N-NO. Se presentan en capas de geometría lenticular, con un espesor entre 1,5 y 3 m, con base canalizada y techo plano y extensión lateral menor de 50 m.

Los conglomerados tienen la base erosiva de tendencia plana, y son clastosoportados. La matriz es de conglomerados de pequeño tamaño y frecuentemente están bien cementados por carbonato. Los cantos son subredondeados y subangulosos, con un centil de 25 cm. La composición de éstos es de cuarzo, cuarcita y lidita y otras veces son de naturaleza carbonatada.

Hacia la parte superior de la Sucesión la composición es silíceo, a la vez que desaparece la cementación. En este caso, afloran sueltos, con fuerte lavado de la matriz, con coloraciones blancas, ocres y rojas, como puede observarse en las proximidades de Villálvaro, en el ángulo NO de la Hoja, y en los afloramientos del borde oriental de la misma, al norte de San Esteban de Gormaz.

Presentan estratificación cruzada en surco de mediana a gran escala. Las paleocorrientes medidas señalan hacia el N y NO, aunque en la zona de San Esteban de Gormaz lo hacen hacia el S y SO.

Muestran geometrías variables, por un lado son tabulares formados por la amalgama de cuerpos sedimentarios menores, y por otro, son lenticulares y canalizados con una extensión inferior a 50 m, en este último caso, están aislados entre sedimentos finos. El espesor de las capas varía entre 1 y 5 m.

Con relativa alta frecuencia y dispersos entre limos aparecen conglomerados que están constituidos mayoritariamente por oncoides esféricos con un tamaño entre 2 y 30 cm. Están formados por numerosas envueltas algales, con anchuras de hasta 2 cm. La geometría que presentan estos conglomerados es variable, pueden aparecer como cuerpos de base plana o también canalizada. La extensión lateral es pequeña inferior a 25 m, o bien, tienen una continuidad mayor. Su espesor varía entre 0,5 y 4 m.

Como ejemplos de este tipo cabe citar los que aparecen a la altura del P. K. 225 Km de la antigua carretera N-122, al oeste de San Esteban de Gormaz y los del P. K. 82 Km de la carretera que une Ayllón con San Esteban de Gormaz.

En otros casos, los conglomerados tienen una carga mayoritariamente de cantos calcáreos (14). Se localizan exclusivamente en el ángulo SO de la Hoja, aflorando en la parte baja de los valles que desaguan al embalse de Linares.

Son niveles conglomeráticos de 0,5 a 4 m de potencia con base erosiva, cicatrices internas e intercalaciones arenosas. La forma de los clastos es general redondeada y presentan un centil de 30 cm. En este caso, la composición es de un 80-90% de calizas y dolomías mesozoicas, y el resto de cuarcitas grises y cuarzo, muy probablemente provenientes del Cretácico superior detrítico. Tienen matriz arenoso-lutítica blanquecina que en algunos niveles, puede llegar a ser abundante. Localmente, esta matriz aparece fuertemente silicificada a modo de parches de tonos oscuros o marrones.

Estas unidades que constituyen el tramo detrítico basal anterior al Páramo 1, representan una sedimentación propia de ambientes fluviales y de llanura de inundación. Los canales son distales, efímeros y de baja sinuosidad, con las márgenes bien definidas. En su interior transportan barras de gravas y arenas. Forman una red de canales que se dirige hacia dos zonas, una hacia el N y NO, y en la zona de San Esteban de Gormaz hacia el S y SO. Esto es indicativo de la existencia de dos corredores, uno proveniente del N y NE y otro del S y SE.

En esta parte de la Sucesión, el Anticlinal de Langa se está elevando, por ello, los dos corredores rodean a esta estructura, y se dirigen hacia el centro de la cuenca.

En la zona del Anticlinal se localiza en la base de esta Sucesión una amplia llanura de inundación, con formación de paleosuelos calcimorfos importantes, y sin depósitos canalizados. Ocasionalmente, en este tramo detrítico se localizan lagos marginales con una franja palustre.

### **1. 1. 2. 3. 2.- Calizas, margocalizas, margas y limos (15) y calcretas y calizas (15')**

Con esta unidad se cierra la segunda etapa sedimentaria, que culmina con un predominio de términos calcáreos conocido como Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1. La principal característica de esta unidad es su fuerte continuidad lateral.

Los afloramientos de esta unidad carbonatada quedan restringidos a la mitad meridional de la Hoja, desapareciendo lateralmente tanto hacia el N como hacia el E-NE por erosión. Al norte del Duero, se han considerado y asignado a esta unidad, los pequeños retazos de calizas lacustres horizontales, que al sur de Alcozar quedan conservados como cerros testigos entre las cotas de 970 y 986 m, culminando la Sucesión Langa Superior en estas zonas.

Al este del río Pedro, el páramo de Atauta (pico Turroneo, 977 m) y parcialmente los de Valparaíso y el Llano de San Juan la unidad está caracterizada por niveles de calcretas compactas, desarrollados fundamentalmente sobre limos y arcillas. Hacia el S-SO de Atauta, en tránsito lateral y/o por encima estas calcretas pasan a calizas lacustres.

Al noroeste de Piquera, en el replano de cota 960 m, situado en el paraje denominado Corral de Maluendas, la unidad se caracteriza por un resalte carbonatado constituido de nuevo por una calcreta blanca pulverulenta de más de 2 m de espesor a la que se superpone mediante un

contacto irregular neto, una calcreta rojiza oquerosa con textura alveolar y cierta estructuración subhorizontal.

Inmediatamente al O y S de Piquera de San Esteban se aprecia el acuñamiento de niveles detríticos a favor de los carbonatados, llegando a soldarse varios de ellos a la vez que se inclinan suavemente al S.

La potencia de esta unidad puede ser muy variable, varía entre 10-15 metros y aumenta al sur de Piquera de San Esteban. En la vecina Hoja de Ayllón, esta unidad adquiere su máximo espesor, con un compacto páramo de potencia próxima a los 40 m, como puede comprobarse a lo largo de los cortes proporcionados por el río Pedro y los arroyos del Monte y del Prado.

Litológicamente corresponden a bancos de calizas y/o dolomías con colores blanco-grisáceos estratificadas en capas, a veces con intercalaciones de margas y margocalizas. Suelen presentarse masivos, con abundantes texturas edáficas, como brechificación, nodulización etc. En ocasiones contienen restos fósiles de gasterópodos, y en otros casos presentan oncoides. En líneas generales, presentan una geometría tabular, con espesores variables inferiores a 2 m y, una extensión lateral de centenares de metros.

Al microscopio se trata de *wackestones-packstones* o de *mudstones* con huellas de disolución, estructuras algales, texturas peletoidales, oncolíticas, tubos de raíces, etc.

Las margas tienen unos colores blanco y verde, con contenido variable en carbonatos, suelen pasar hacia techo a margocalizas, más compactas y de aspecto tableado y lajoso. Aparecen separando las capas de caliza, tienen una geometría lenticular, con un espesor reducido.

Habitualmente todas éstas litologías están muy transformadas por procesos diagenéticos a los que se superponen procesos edáficos inmediatamente posteriores.

Estas litologías se interpretan como propias de ambientes lacustres. Se trata de lagos someros, carbonatados de energía y pendientes bajas, que desarrollan una orla palustre. En ella se produce una redistribución del carbonato con la formación de texturas edáficas.

### **1. 1. 3.- Tercera etapa sedimentaria: Mioceno medio-Plioceno**

Forma la última etapa de sedimentación en esta zona de la Cuenca del Duero. Dentro de la Hoja de San Estaban de Gormaz esta tercera etapa sedimentaria aflora exclusivamente en el la mitad meridional de la misma.

Se deposita en continuidad sedimentaria<sup>?</sup> sobre el tramo carbonatado que representa las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1, con las que finaliza la anterior etapa sedimentaria. En otros sectores de la Cuenca del Duero, consideran que el límite inferior de esta etapa es una clara discordancia sobre el conjunto anterior, otros autores estiman que es una disconformidad. En esta Hoja, este límite es una paraconformidad, ya que no hay erosión, ni karstificación, sobre las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1. Asimismo, no hay dataciones que indiquen la existencia a un lado y al otro del límite de un hiato importante. 2 7

Litológicamente está constituido por un tramo detrítico basal con algunas intercalaciones de calizas, correspondientes al conjunto detrítico interpáramos bien delimitado en la Hoja, y a techo culminando la etapa aparece un tramo carbonatado que se ha denominado como Calizas superiores del Páramo o Páramo 2, que forman los característicos páramos altos de la región (Fig. 6). El espesor de todo el conjunto se sitúa sobre los 78-88 m.

En lo que parece que hay coincidencia es en la reactivación (¿tectónica y/o climática?) que a nivel de toda la cuenca, tiene lugar desde el punto de vista sedimentológico, ya que sobre un generalizado ambiente lacustre, con el que finaliza la anterior etapa sedimentaria, se implanta nuevamente una red fluvial extensa, para finalmente, volver a generalizarse la sedimentación de otra unidad lacustre con la que culmina la etapa sedimentaria.

Este conjunto se correlaciona con la Unidad Superior de GARCÍA DEL CURA (1974) y de ARMENTEROS (1986) (Formaciones de Aldealengua de Santa María y Santa Cruz de la Salceda y Litofacies de Castillejo de Robledo).

Los yacimientos de Piquera de San Estaban y Los Valles de Fuentidueña permiten asignar a este ciclo, edades comprendidas entre el Aragoniense superior (MN 7) para la parte inferior y Vallesiense inferior para la parte media-alta (MN 9), al menos por debajo de las Calizas superiores del Páramo o Páramo 2.

**1. 1. 3 .1.- Arenas y gravas, areniscas y conglomerados. (16), limos, arcillas y arenas. (17) y conglomerados, arenas y gravas silíceas. (18)**

Estas unidades forman parte del conjunto detrítico basal de esta tercera etapa sedimentaria. Afloran inmediatamente por encima de las Calizas inferiores del Páramo o Páramo 1, aunque en algunos casos como el de la unidad 18 (Conglomerados de Piquera de San Esteban), pueden situarse por debajo o en cotas de altitud similares a las de estas calizas, lo que provoca confusión a la hora de situar correctamente el yacimiento paleontológico que contienen, como ya se ha comentado con anterioridad. Esta confusión se debe a la profunda erosión que estos conglomerados realizan sobre la sucesión miocena. Dicho paleorrelieve llega incluso a eliminar parte del conjunto carbonatado mencionado, como se aprecia en el corte de Peñasrodadas.

Desde el punto de vista litológico, están constituidas por limos y arcillas, arenas y conglomerados.

Los limos y las arcillas de la unidad 17 aparecen con una potencia bastante constante, aproximadamente de 45 m, entre Piquera de San Esteban y la Vid, y algo superior en el ángulo SO de la Hoja, hacia Maderuelo.

En el corte del páramo de Peñasrodadas, los afloramientos de ésta unidad corresponden a niveles tabulares de 1,5 a 5 m de potencia y una extensión lateral mayor de 200 m. Están formados por limos arenosos y arcillas de colores ocre-anaranjados y blanquecinos con frecuentes rasgos de edafización como: hidromorfías moldes de raíces y carbonataciones variables.

En las capas más potentes, se aprecia una progresiva acumulación de glaébulas carbonatadas hacia techo. En la base están dispersas, en la parte media-alta se concentran con cierta estructuración vertical, y por último, a techo, se desarrolla una calcreta masiva que puede alcanzar hasta 1 m de espesor.

Lateralmente se intercalan niveles de colores blanco y verde, de hasta 2 m de espesor, que están constituidos por arenas de grano medio a fino más o menos cementadas, a veces con cantos silíceos dispersos, y también margas puntualmente con oncoides de hasta 6 cm de diámetro, con hidromorfías rojizas y huellas de raíces a techo.

Las arenas y gravas de la unidad 16 se localizan a lo largo de afloramientos situados en una dirección N 150, que parte del SE de la Hoja, en los parajes de Valparaiso y Llano de San Juan, donde se encuentran erosionando al páramo carbonatado de cota 970 m. Se continúan en el

entorno de la gravera de Piquera de San Esteban, y en los alrededores de Miño de San Esteban. Los de la unidad 18 se hallan situados en la esquina SE de la Hoja exclusivamente.

En el corte proporcionado por la cantera de Las Rozas, tienen una potencia cercana a los 15 m, aunque en otros casos su espesor no supera los 5 m. Su continuidad lateral es relativamente grande y pueden seguirse en un entrono de 500 m. En otros casos, su continuidad es más pequeña inferior a 50 m.

En el corte de la gravera Las Rozas están constituidas por una alternancia de conglomerados y arenas, con superficies erosivas en su interior. Los conglomerados están clastosoprtados, y tienen colores ocres, blanco y amarillos. Presentan una matriz de arenas de grano medio a grueso, aunque a veces, ésta ha desaparecido. En otros afloramientos, aparecen cementaciones carbonatadas más o menos irregulares e intensas. Las forma de los clastos es redondeada, con un centil de 12 cm. La composición es de cuarcita y cuarzo, y de forma minoritaria de lidita y caliza. Ocasionalmente, aparecen cantos blandos arcillosos de tamaño decimétrico con laminaciones y colores grises y pardo-rojizas.

En su interior se aprecian abundantes estratificaciones cruzadas en surco de media y gran escala, que proporcionan una dirección de paleocorrientes hacia el ONO.

En la gravera citada se han encontrado diferentes piezas dentarias de *mastodonte* y *dinoterio* que constituyen el Yacimiento paleontológico de Piquera de San Esteban.

Los niveles arenosos se encuentran en intercalaciones de geometría lenticular entre los conglomerados anteriores. Son de tamaño de grano fino, de color amarillo y blanco, con escasa cementación y, tienen la misma composición que los anteriores.

En las proximidades de Miño de San Esteban se halla un afloramiento espectacular de las gravas y arenas, en él se aprecia una fuerte incisión sobre el nivel carbonatado inferior. En este afloramiento, el borde del canal aparece recubierto de estromatolítos dómicos (aproximadamente 50 cm de diámetro y 20 cm de altura), con abundante limo atrapado entre las láminas algales.

Todos estos depósitos corresponden a una llanura fluvial que discurría subparalela al borde de cuenca mesozoico, y se dirigía hacia el NO, hacia sectores centrales de la Cuenca del Duero. Esta llanura fluvial está constituida por una red de canales de baja sinuosidad, y una llanura de inundación donde se desarrollan procesos edáficos. Los canales transportan barras de gravas y arenas, y suelen ser efímeros, aunque en el caso de Piquera de San Esteban, la superposición de barras de gravas parece no indicarlo.

### **1. 1. 3 .2.- Calizas y margo-calizas (19) y calcretas (19´)**

Estas unidades corresponden a los niveles carbonatados de color blanco intercalados a una altura entre 980 y 1000 m, que destacan dentro del conjunto detrítico basal. Presentan gran continuidad lateral desde Piquera a Valdanzo.

En la esquina SO de la Hoja, éste nivel se va adelgazando hacia el NO, a la vez que pasan a calcretas rojas; hacia el SE (Hoja de Ayllón, 404) van aumentando de potencia hasta alcanzar valores que pueden superar los 20 m, quedando separado mediante un delgado nivel rojo, de las calizas inferiores del Páramo.

En el corte de Peñasrodadas está representada por un tramo de unos 6 m de espesor, constituido por tres niveles de calizas micríticas, nodulosas y margosas en la base, de colores blancos con moteado ocre, brechificadas y con moldes de raíces a techo.

Se interpreta como un producto de lagos carbonatados y someros, localizados en medio de una llanura de inundación representada en las anteriores unidades. Estos lagos presentan una franja palustre, donde se ocasionan procesos edáficos relacionados con las fluctuaciones del nivel frético de los mismos.

### **1. 1. 3. 3.- Arenas, areniscas y conglomerados cuarcíticos y/o de intraclastos carbonatados. (20)**

Estos niveles se han cartografiado en el sector centro-occidental de la Hoja, donde presentan relativa continuidad lateral, situándose inmediatamente por debajo de las Calizas superiores del Páramo o Páramo 2 en las proximidades de Castillejo de Robledo.

Estas unidades están integradas por arenas y gravas principalmente. Los conglomerados presentan cicatrices de acreción y con frecuencia están constituidos mayoritariamente por oncoides esféricos y cilíndricos con el núcleo hueco de hasta 10 cm, en menor proporción de cuarcita y carbonato. Tienen un espesor pequeño inferior a 1 m, con estratificación cruzada en



surco de mediana escala, y ocupan la parte inferior de canales constituidos mayoritariamente por arenas.

Litológicamente son arenas cuarzosas, con tamaño de grano medio a fino, homogéneas y bien clasificadas. Tienen un color blanco y amarillo y, con frecuencia aparecen cementadas por carbonato, por lo que, en campo, es difícil separarlas de las calizas del páramo suprayacente.

Presentan estratificaciones cruzadas en surco, con *lags* y niveles de gravas. Las direcciones de paleocorrientes señalan hacia el E. Se disponen en bancos de geometría tabular con una potencia inferior a 10 m y una extensión lateral superior a 100 m.

Lateralmente pasan a limos y arcillas con algo de arena fina, de color rojo, con nódulos de carbonato más o menos abundantes.

En ocasiones, en la parte superior de las arenas se puede desarrollar una calcreta. Tienen un espesor inferior a 3 m, son muy oquerosas y de colores blanco y rojizos, La estructuración es subhorizontal y contienen abundantes pedotúbulos verticales a techo.

El ambiente de depósito para esta unidad es similar al proporcionado para las anteriores unidades, y se corresponde con un sistema fluvial de procedencia SE. Está constituido por una llanura de inundación y canales donde se transportan barras de gravas. Ocasionalmente, estos canales transportan una carga sedimentaria limitada y en unas condiciones químicas de carbonatación elevada lo que da lugar a la formación de estructuras algales, con depósitos de tipo oncooidal característicos de algunos de estos canales.

#### 1. 1. 3. 4.- Calizas y margocalizas, margas. (21).

Esta unidad representa la culminación de la tercera etapa de sedimentación en la Hoja. Se corresponde con el nivel de Calizas superiores del Páramo o Páramo 2. Sus afloramientos se distribuyen por la mitad meridional de la Hoja, configurando las extensas planicies de los páramos más altos de la zona, como por ejemplo, el páramo de Castillejo de Robledo (Los Asperones). Otros afloramientos de esta unidad aparecen en las interdigitaciones septentrionales del páramo del Puerto Alto de Ayllón como Peñasrodadas, Peña del Gato, Llano Costanero, Valdelamierla y la mesa de Cuevapalo-Muela.

Constituyen un conjunto compacto de litología principalmente carbonatada que origina un resalte morfológico en el relieve de esta unidad. Hacia el SO de la Hoja, se intercalan niveles limosos que afloran a lo largo de los valles que han erosionado la cobertera calcárea competente y en suaves depresiones más o menos cerradas y de bordes difusos, sin que puedan considerarse verdaderas dolinas, pero que confieren al páramo un techo irregular.

Las potencias observadas oscilan en general entre 10 y 25 m, aunque en Castillejo de Robledo supera los 60 m de espesor.

Desde el punto de vista litológico se trata de calizas que se disponen en bancos tabulares de potencias métricas. Estos bancos a veces, están separados por delgadas capas de margas, que lateralmente aumentan de espesor.

Las calizas presentan gran variedad de facies y texturas, suelen ser *mudstones*, *wackestones* y *packstones*, con cierto contenido en restos fósiles de invertebrados y moldes de los mismos. En estas calizas suelen ser abundantes los rasgos edáficos como brechificación, moldes de raíces, porosidad fenestral, e intraclastos. Ocasionalmente pueden aparecer oncoides de tamaño variable.

En un corte de la parte alta de ésta formación, en la carretera de Langa a Castillejo de Robledo, se intercalan capas arcillosas dm. grises, con restos de materia orgánica carbonosa y fragmentos de conchas de gasterópodos, por encima de éstas intercalaciones, y dentro de un nivel de caliza compacta, se ha identificado un fragmento de hueso largo de macrovertebrado.

La superficie más alta del páramo presenta rasgos de karstificación discretos, probablemente por corresponder a un replano estructural erosivo reciente, aunque en el borde de la Hoja, en la carretera N-110 de San Esteban de Gormaz a Ayllón, se conservan rasgos de karstificación más antiguos.

Representan la sedimentación en lagos carbonatados someros, de baja energía y escasa pendiente que suelen presentar fluctuaciones en sus márgenes. Éstas se traducen en la exposición subaérea y emersión de la secuencia lacustre con la formación de rasgos palustres de naturaleza edáfica como rizocreaciones, brechificación etc.

#### **1. 1. 4.- Plioceno**

Los depósitos atribuidos a esta edad representan el último episodio terciario en la región, situándose sobre una superficie fuertemente karstificada desarrollada sobre las Calizas superiores del Páramo o Páramo 2. Son conocidos en la zona bajo la denominación de facies rojas pliocuaternarias.

Corresponden a una unidad detrítica constituida por facies lutíticas en la base y conglomeráticas a techo. Esta unidad ha sido identificada y analizada en áreas cercanas por GARCÍA DEL CURA, *op cit.*; ORDOÑEZ *et al, op cit.*; ARMENTEROS, *op cit.*; MOLINA y ARMENTEROS, *op cit.*; LOPEZ OLMEDO y ENRILE, *op cit.*

La parte superior conglomerática es equivalente a la Raña, de aquí su atribución cronoestratigráfica al Cuaternario, Plio-Pleistoceno.

#### **1. 1. 4. 1.- Gravas cuarcíticas, limos arcillosos rojos (22)**

En esta Hoja afloran exclusivamente en la parte sur de la misma, en el Páramo Alto de Ayllón (Peñasrodadas). Los cortes principales son escasos, aparece en el talud de la carretera N-110 de San Esteban de Gormaz a Ayllón.

Los limos y las arcillas supera el 95% del material, tienen un intenso color rojo oscuro (10 R 3/4 a 10 R 4/6), se presentan masivos. Se disponen sobre una superficie karstificada y en forma de espectaculares bolsones de relleno con arcillas rojas de 3-4 metros de profundidad, originados por disolución de los bancos de calizas.

Los análisis de rayos X indican que la mineralogía de roca total se compone principalmente de cuarzo y feldespato potásico como mineral secundario. La fracción arcilla está constituida principalmente por illita, mica y caolinita.

Estos depósitos limo-arcillosos aparecen cubiertos por un depósito de conglomerados con un espesor pequeño inferior a 50 cm. La matriz es areno arcillosa de colores rojo y amarillo. Los clastos tienen una composición mayoritaria de cuarcita y cuarzo, están bien redondeados, y tienen un centil de 7 cm. Con frecuencia suelen presentar una pátina ferruginosa.

Teniendo en cuenta lo limitado de los afloramientos conglomeráticos, y a su posición morfológica con relación a otros afloramientos de esta misma unidad situados más al SSO (Hoja

de Ayllón), nos plantea ciertas dudas respecto si se trata de una auténtica cobertera sedimentaria terciaria, o de los restos (regolito) de la misma, arrastados por procesos erosivos cuaternarios.

Los limos-arcillosos por sus características semidentológicas y mineralógicas, se interpretan como el resultado del desmantelamiento de importantes perfiles de suelos rojos, y su transporte y sedimentación mediante corrientes fangosas (*mud-flows*); mientras que los conglomerados cuarcíticos corresponderían a barras de gravas depositados mediante flujos laminados mucho más diluidos. Ambos tipos de depósitos se habrían depositado mediante abanicos aluviales enraizados al S y SE en los relieves de Somosierra-Ayllón.

En cuanto a su edad, y debido a la ausencia de restos paleontológicos, se atribuyen al Plioceno en función de la posición morfológica que ocupan, ya que fosilizan a las Calizas superiores del Páramo o Páramo 2 (Vallesiense-Turolense), y quedan topográficamente colgados con respecto a la red fluvial actual, asignada tradicionalmente al Pleistoceno.

## 1. 2.- ESTRATIGRAFÍA DEL SUBSUELO.

El análisis de la geología del subsuelo se ha realizado teniendo en cuenta el sondeo para prospección petrolífera denominado Alcozar-1 y varios perfiles de sísmica de reflexión.

El sondeo Alcozar-1 está ubicado al noroeste de Langa de Duero y alcanzó una profundidad de 000 m. Su columna litológica proporciona datos de las unidades que no afloran en superficie y que, serán correlacionadas con otras de Hojas colindantes.

La columna litológica del sondeo Alcozar-1 se ha dividido en tres conjuntos litológicos, que de muro a techo se han denominado:

**Zócalo paleozoico.**- Se atravesaron 1.500 m de dolomías de edad Carbonífero y dolomías arcillosas con pizarras y areniscas intercaladas de edad Devónico.

**Zócalo mesozoico.**- Tiene un espesor de 1.400 m, y está representado por sedimentos triásicos con las típicas facies germánicas; por sedimentos jurásicos con carniolas y dolomías, y por sedimentos areniscosos de la Formación Utrillas en la base, a la que se superponen varios conjuntos carbonatados (Calizas del Cretácico superior) representando a ambientes litorales y de plataforma (transgresión considerada como Cenomaniense). La parte final de 70 m del conjunto litológico se corresponde con una regresión generalizada, posiblemente a finales del Cretácico-Paleoceno, que conlleva la retirada definitiva de los ambientes marinos hacia el NE, para dar paso en el Eoceno medio a sedimentos plenamente continentales.

**Terciario continental.**- Su espesor es de 1.150 m, que se dividen de la siguiente forma: entre 0 m y 650 m de profundidad aproximadamente son atravesadas arcillas y limos con tres importantes intercalaciones calcáreas, la intermedia es la más potente, con 100 m de espesor, y está situada entre 500 m y 600 m de profundidad. Por debajo de ellas, entre 650 m y 1.150 m aparecen arcillas con yeso y anhidrita.

La campaña de prospección sísmica fue realizada por la compañía PHILLIPS OIL en Abril de 1962. Se obtuvieron entre otros datos un mapa de contornos (isocronas) a escala 1:50.000 de un nivel identificado en los registros como Cretácico.

El citado mapa de contornos delimita una estructura antiformal asimétrica vergente al S, cuya cresta con dirección E-O se sitúa al norte de las localidades de Langa y Alcozar, para girar a ESE al este de la localidad de Rejas de San Esteban. Esta estructura tectónica se ha denominado

en esta Memoria como Anticlinal de Langa. El sector de máxima culminación de este Anticlinal se sitúa entre Langa y Alcozar, y es por tanto la parte más próxima a la superficie del Anticlinal.

Al sur de esta estructura tectónica, se localiza una falla ciega importante, que es subparalela al flanco del anticlinal, aunque con trayectoria ligeramente incurvada, y con bloque hundido al S. Se ha denominado en esta Memoria como Cabalgamiento de Langa. Su salto sísmico se localiza entre 0,280-0,320 segundos (tiempos dobles en sísmica), que traducido en profundidad se estima entre 420-490 m.

Se interpreta también otra discontinuidad al noroeste de Langa de menor desarrollo, con dirección NNE y bloque hundido al O.

De la traza del Cabalgamiento de Langa y sus relaciones de intersección con los distintos contornos, se deduce una inclinación de la misma de subvertical a inclinada al SSO. El bloque hundido presenta un cierto juego en tijera, apreciándose el nivel de referencia más hundido hacia el O.

La interpretación del buzamiento y del juego normal dados en los trabajos iniciales para el Cabalgamiento de Langa, hay que tomarlos con precaución, ya que de un lado, la baja calidad de los registros sísmicos realizados a comienzos de los años 60, y de otro, el dispositivo en abanico de capas que se aprecia en superficie en el flanco sur del Anticlinal de Langa durante una fase de su crecimiento, haría incompatible el supuesto juego de falla normal, como así parecen indicar los modelos tectónicos vigentes dados en el Pirineo (VERGES y RIBA, 1991).

De acuerdo con el contexto tectónico de la zona, y de las estructuras presentes y deducidas en el borde sur de la Sierra de la Demanda, en los trabajos de GUIMERA et al, (op. cit.) y ESPINA et al. (in litt), se ha considerado para la citada falla un buzamiento contrario y juego inverso. Esta disposición del Cabalgamiento de Langa permite interpretar el Anticlinal de Langa como un pliegue de propagación de falla (*fault-propagation fold*), en el que el Cabalgamiento habría llegado a progresar y romper sólo hasta un nivel de calizas terciarias y permanecer enterrado en subsuelo.

Sin embargo, con los buzamientos máximos medidos en superficie en dicho Anticlinal y, al aplicar la carta de análisis geométrico para este tipo de pliegues (JAMISON, 1987) el pliegue no tendría solución. En cambio, sí es posible, al aplicar el modelo correspondiente a un pliegue de rampa (*fault-bend fold*) de Modo-I ( SUPPE, 1983; JAMISON, op.cit.).

El proceso siguiente fue situar la columna litológica del sondeo sobre el mapa de isocronas. Para ello se efectuaron las correcciones necesarias del datum situado a 900 m sobre el nivel del mar y se aplicó una velocidad media para este tipo de materiales. Con todo ello se ha realizado la conversión de tiempos a profundidades para la reconstrucción del corte litológico. Se deduce fácilmente que, el horizonte de referencia inicialmente considerado como Cretácico no se corresponde con la profundidad real obtenida para el mismo en el sondeo, sino que se aproxima al potente nivel calcáreo de 100 m cortado a una profundidad de 500 m, dentro del conjunto terciario. Este paquete calcáreo aparece como un reflector fuerte y continuo, bajo el cual las reflexiones se muestran con un aspecto poco definido, con fondo masivo, correspondientes al potente tramo subyacente de arcillas con yesos y anhidritas.

La columna litológica del sondeo de Alcozar-1 se ha correlacionado con la litoestratigrafía regional establecida para el conjunto terciario de la Cuenca de Almazán en los trabajos de ARMENTEROS *et al.* (1989), ARMENTEROS (1994) y BOND (1996).

En concordancia sobre las Calizas cretácicas de la Formación Burgo de Osma se dispone la Formación San Pablo, constituida por un conjunto de margas carbonosas y calizas dolomíticas que pueden compararse con las Facies Garum. Posteriormente, se establece un periodo de no sedimentación, y por tanto un hiato que comprendería parte del Paleoceno inferior hasta un Eoceno medio-Eoceno Superior.

Los siguientes materiales depositados en sectores cercanos a la Hoja corresponden a la Formación Deza. Se inicia con el Miembro Tapiela, (Eoceno Medio-Superior) con más de 200 m de anhidritas, yesos y margas grises. Por encima, aparece el Miembro Calizas de Miñana y Deza (equivalente lateral de las Calizas de Mazaterón y Deza situadas al más hacia el oeste), propia de ambientes palustres y lacustres, y que están datadas como Eoceno superior (Headoniense, biozona MP 17). Las calizas inferiores de Deza presentan una potencia máxima de 200 m.

En el Eoceno superior-Oligoceno inferior se produce la sedimentación del sistema fluvial de Gómara (150 m), que se continúa con el Miembro Almazul. Su potencia es variable aunque en general supera los 200 m. La edad de esta unidad pudiera ser en buena parte miocena.

Por último, en el Mioceno inferior-medio una nueva fase de reactivación tectónica señala el comienzo del principal ciclo sedimentario Mioceno. Una discordancia angular bien marcada se desarrolla en la base de los conglomerados miocenos, aunque en líneas generales, los sedimentos están poco deformados y subhorizontales.

En el sondeo Alcozar-1, Las calizas arcillosas (70 m) que aparece sobre la serie carbonatada del cretácico superior, podría correlacionarse con la Formación San Pablo. Seguidamente, se dispone un tramo de 700 m de arcillas con intercalaciones de yeso y anhidrita, y por encima, otros 200 m, divididos en dos niveles de calizas con arcillas intercaladas, de los que el nivel superior tiene 100 m de potencia. La correlación es inmediata entre el tramo inferior yesífero del sondeo y el Miembro Tapiela, y entre el tramo carbonatado superior y el Miembro Miñana y Deza.

Sobre este tramo carbonatado se dispone un potente conjunto detrítico de 500 m. Son limos-arcillosos con calizas hacia la base del tercio superior. Este conjunto podría ser equivalente lateral a los sistemas fluviales de Gómara y Almazul, y probablemente incluya parte de la serie miocena, atribuyéndole por tanto una edad Eoceno superior-Oligoceno-Mioceno inferior?.



**ANEXO-1**

## **COLUMNA DE ALCOZAR**

Nº HOJA: 20-15 (376)

NOMBRE: SAN ESTEBAN DE GORMAZ

FECHA: 29 AGOSTO 1997

AUTORA: ROSA MEDAVILLA

PROVINCIA: SORIA

IDENTIFICACION DE MUESTRAS: IGRM

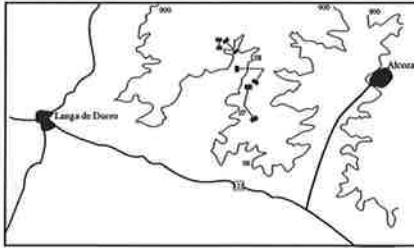
NOMBRE LOCAL: ALCOZAR

COORDENADAS  
Muro: X: 470.200, Y: 4.608.150, Z: 900  
Techo: X: 470.500, Y: 4.606.900, Z: 950

SERIE Nº: 01

CROQUIS

LOCALIZACION



Se sitúa entre Langa de Duero, Alcozar y se accede desde este último término.

MUESTRAS	TRAMO	REPRESENTACION GRAFICA DE LA SUCESION LITOLOGICA	COLOR	ESTRUCTURA, SEPARACION PALUDICION	RESTOS FOSSILES	NATURALEZA DE LOS CANTOS	OBSERVACIONES	INTERPRETACION		NIVEL CARBONIFERICO	EDAD
								AMBIENTE SEDIMENTARIO	TRAMOS		
170		[Lithological column with horizontal bedding]	B-M					LACUSTRE - PALUSTRE	8		
165		[Lithological column with horizontal bedding]	B-M					LACUSTRE - PALUSTRE	8		
160		[Lithological column with horizontal bedding]	B-M					LACUSTRE - PALUSTRE	8		
155		[Lithological column with horizontal bedding]	B-M					LACUSTRE - PALUSTRE	8		
150		[Lithological column with horizontal bedding]	B-M					LACUSTRE - PALUSTRE	8		
145		[Lithological column with horizontal bedding]	B		○			LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
140		[Lithological column with horizontal bedding]	R					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
135		[Lithological column with horizontal bedding]	B				Cuarzo				
130		[Lithological column with horizontal bedding]	V								
125		[Lithological column with horizontal bedding]	M								
120		[Lithological column with horizontal bedding]	O				Se acuña en dirección NO	LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL	7		
115		[Lithological column with horizontal bedding]	B-M								
110		[Lithological column with horizontal bedding]	M								
105		[Lithological column with horizontal bedding]	B-M								
100		[Lithological column with horizontal bedding]	R								
95		[Lithological column with horizontal bedding]	B-M								
90		[Lithological column with horizontal bedding]	R								

SUCESION DE LANGA SUPERIOR  
ARAGONIENSE SUPERIOR

TRAMO	REPRESENTACION GRAFICA DE LA SUCESION LITOLOGICA	COLOR	ESPECTRO SERVIDO EN LA PALCOGORA	NESTOS FOHILES	NATURALEZA DE LOS CANTOS	OBSERVACIONES	INTERPRETACION		UNIDAD LITOGRAFICA	EDAD
							AMBIENTE SEDIMENTARIO	TRAMOS		
125		B-M					LACUSTRE - PALUSTRE			
126		B-M B B-M M B-M					LACUSTRE - PALUSTRE			
127		R B-M B V M					LACUSTRE - PALUSTRE			
128		B-M					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL Y LACUSTRE - PALUSTRE			
129		M G V O B-M					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL Y LACUSTRE - PALUSTRE			
130		B O V V				Micénica Aumento carbonatado	LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL Y LACUSTRE - PALUSTRE			
131		O B O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL Y LACUSTRE - PALUSTRE			
132		B V O B					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL Y LACUSTRE - PALUSTRE			
133		M				Se acuña en dirección NO	LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
134		O M O B-M O B-M					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
135		M B-M M B-M M					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
136		B-M					LACUSTRE - PALUSTRE			
137		B-M					LACUSTRE - PALUSTRE			
138		B-M B					LACUSTRE - PALUSTRE			
139		B-M					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
140		B-M					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
141		B-M					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
142		B-M					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
143		B-M					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
144		R					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
145		M					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
146		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
147		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
148		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
149		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
150		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
151		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
152		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
153		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
154		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
155		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
156		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
157		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
158		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
159		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
160		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
161		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
162		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
163		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
164		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
165		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
166		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
167		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
168		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
169		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
170		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
171		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
172		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
173		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
174		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
175		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
176		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
177		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
178		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
179		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
180		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
181		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
182		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
183		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
184		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
185		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
186		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
187		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
188		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
189		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
190		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
191		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
192		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
193		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
194		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
195		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
196		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
197		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
198		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
199		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			
200		O					LLANURA DE INUNDACION FLUVIAL			

SUCESIÓN DE LANGA SUPERIOR  
ARAGONIENSE SUPERIOR

REPRESENTACION GRAFICA DE LA SUCESION LITOLOGICA	COLOR	EXTRACCION DE MINERALES PALUDOSOS	RESTOS PORCELAS	NATURALEZA DE LOS CANTOS	OBSERVACIONES	INTERPRETACION		UNIDAD CUATROSKAPKA	EJES
						ASPECTO SEDIMENTARIO	TRAMOS		
	B-M								
	B	N350							
	B-M	N340							
	B-M							3	
	O								
	O								
	B	N240 N280				Cemento carbonatado Clasos: Cuarzo, Cuarcita Cenul: 5 Cm.			
	O								
	O								
	M								
	M								
	M								
	V								
	M								
	R							3	
					Desplazamiento lateral según Croquis				
B-R					Colorita o caliza ??				
B-M					Recristalización				
B-M					Relleno goopetal		2		
B					Relleno goopetal				
B-M					Micritica				
B					Recristalización				
B-M					Recristalización				
B					Micritica				
B-M					Desplazamiento lateral según croquis				
M									
R									
V									
B					cemento carbonatado Areas: Cuarzo y Cuarcita				
O									
R									
B-R									
B					Tabular, Cemento Carbonatado				
B-R									
B					Tabular, cemento carbonatado				
M					Cemento carbonatado				
B-M	N300				Clasos: Cuarzo, Cuarcita e Intraformacionales cemento carbonatado				

ARAGONIENSE SUPERIOR

SISTEMA FLUVIAL DE BAJA SINUOSIDAD

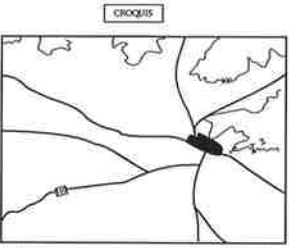
SISTEMA LACUSTRE - PALUSTRE

SISTEMA FLUVIAL DE BAJA SINUOSIDAD

SUCESION DELANGA INFERIOR

SUCESION DE ALCOZAR

## **COLUMNA DE S. E. GORMAZ**



LOCALIZACION

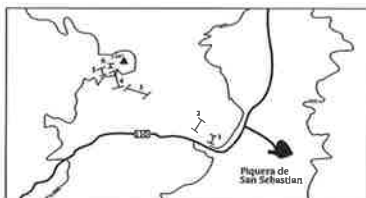
Se sitúa al Oeste de San Esteban de Gormaz.

MUESTRAS	TRAMO	REPRESENTACION GRAFICA DE LA SUCESION LITOLOGICA	COTAS	ESTRUCTURA PROBABILMENTE PALUSTRE	AZERTOS POSIBLES	NATURALEZA DE LOS CANTON	OBSERVACIONES	INTERPRETACION		SUCESION DE LANGA SUPERIOR	ARAGONENSE SUPERIOR
								ASPECTO SEDIMENTARIO	TRAMER		
			R				Clase: Chales, Cuarzo Liso, Creta, 7 Cal. Maza arena, Cemento Carbonatado.	SISTEMA FLUVIAL DE BAJA SINUSIDAD	4	SUCESION DE LANGA SUPERIOR	ARAGONENSE SUPERIOR
			R			Nivel de gran sinuosidad lateral constituido por un conjunto de cuerpos de base empujados. Cemento carbonatado.					
			R			Desplazamiento lateral según Croquis. Cuerpo de base empujada, formado a nivel de gran sinuosidad lateral.					
			R			Calizas y Caliza brechificada.					
			B-M								
			B-M								
			O								
			B-M								
			G								
			M								
			B-M								
			R				Remarcada por carbonato. Cemento carbonatado.	SISTEMA FLUVIAL DE BAJA SINUSIDAD	2		
			R				Banco tabular. Estructura prismática. Cemento carbonatado. Chales: cuarzo, cuarzo 1 cm.				
			R								
			M								
			O								
			B-M				Cemento carbonatado. Chales: Cuarzo, Cuarzo, Breca carbonizada.				
			M				Remarcada por carbonato.				
			B-M				Cemento carbonatado. Remarcada por carbonato.				
			M								
			B-M				Carbonatada. Chales: Cuarzo y Cuarzo. Creta: 4 cm. Base carbonizada.				
			M				DESPLAZAMIENTO LATERAL SEGUN CROQUIS. Remarcada por carbonato.				
			M								
			O								
			M								
			M								
			B-M								
			O								
			B-M								
			B-M								
			M								

**COLUMNA DE PIQUERA DE S. ESTEBAN**



CROQUIS



LOCALIZACION

La base se sitúa en las proximidades del Km 82 de la carretera nacional 110. El techo está en el cerro Peñasrodadas.

MUESTRAS	TIPO	REPRESENTACION GRAFICA DE LA SUCESION LITOLOGICA	COLOR	ESTRATIGRAFIA SEDIMENTARIA PALUSTRE	RESTOS FOSILES	NATURALEZA DE LOS CANTOS	MINERALOGIA	OBSERVACIONES	INTERPRETACION		UNIDAD CLASIFICATIVA	EDAD
									AMBIENTE SEDIMENTARIO	TIRAMOS		
			B					Karstificadas				
			B-R									
			B					Moteado ocre				
			B					Moteado ocre	LACUSTRE			
			G		o				PALUSTRE	6	PARAMO 2	
			G		o							
			G		(o)							
			G		(o)			Micritas fosilifera				
			B		(o)			Moteado ocre				
			B									
			B									
			M					Moteado ocre				
			M						FLUVIAL			
			O					Lateral de canal de arena	(Llama de inundación)	5		
			O									
			M									
			O									
			M					34 5YR				
			O									
			M									
			O					Moteado ocre				
			B									
			B					Moteado ocre	LACUSTRE			
			B					Moteado ocre	PALUSTRE	4		
			B					Moteado ocre				
			B									
			O									
			B									
			B						SINUOSIDAD			
			O									
			B									
			R									
			B									

SERIE DETRITICA INTERPARAMOS  
ARAGONIENSE SUPERIOR- VALLESIENSE INFERIOR



TRAMO	REPRESENTACION GRAFICA DE LA SUCESION LITOLÓGICA	COLOR	RESIDUOS DE RESTOS DE FOSILES PALAOCÓZOO	RESIDUOS FOSILES	NATURALEZA DE LOS CANTOS	MINERALOGIA	OBSERVACIONES	INTERPRETACION		EDAD
								AMBIENTE SEDIMENTARIO	TRAMOS	
10		O B V V M B					Escasa continuidad lateral	SAJISTE		
9		B O B B B O M O B	N 320 N 340 N 330				Cemento carbonatado		1	
8		B O M O B					Cemento carbonatado			
7		O V M	N 280 N 340 N 360				Clastos: Cuarzo, Cuarzita intraformacionales Cenitil: 2 Cm			
6		B M B M M					Cemento carbonatado			
5							Canal: longitud: 12 m. Cenitil de rincillos: 20 cm Motesado ocre (4/6 5YR) Verde (5/3 5Y)			

SISTEMA FLUVIAL DE BAJA SINCLISIDAD

## 2. BIBLIOGRAFIA.

ALBERDI, M.T.; LÓPEZ, N.; MORALES, J.; SESE, C. y SORIA, D. (1981). Bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de los Valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios Geol.*, 37: 503-511.

ALONSO GAVILAN, G.; ARMENTEROS, I; CARBALLEIRA, J; CORROCHANO, A; DABRIO, C.; JIMÉNEZ, E. ; LÓPEZ, A.; DEL OLMO, P.; POL, C. y PORTERO, J.M. (1983). La depresión del Duero. *Libro jubilar J.M. Ríos "Geología de España"*. IGME, T II.pp: 487-489.

ALONSO GAVILÁN, G.; ARMENTEROS, I.; DABRÍO GONZÁLEZ, C.J., y MEDIAVILLA LÓPEZ, R.M. (1987). Depósitos lacustres terciarios de la Cuenca del Duero (España). *Studia Geologica Salmanticensia*, 1, XXIV: 3-47.

ALONSO GAVILAN, G; VALLE, M. F. & SUAREZ, F.J. (1997). The Tertiary of the Duero Basin (Spain). en : *The Neogene continental of the Duero Basin (Spain), Field trip guide*. Second Congress R.C.A.N.S. Salamanca (Spain). Sep 29-Oct. 6, 1997.

ARMENTEROS, I. (1986). *Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero. (Aranda de Duero-Peñafiel)* Tesis Doctoral Ediciones de la Diputación de Salamanca. Serie Castilla y León, 1;471 pp.

ARMENTEROS, I. (1994). Síntesis del Paleógeno del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria). Geología del yacimiento de Mazaterón. *Stvd. Geol. Samant. Univ. Salamanca*, 29. 145-156.

ARMENTEROS, I.; CORROCHANO, A. (1983). El Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero. En : *Libro Jubilar J.M. RIOS, Geología de España*. IGME, T-II, IV.2.7., pp: 521-526.

ARMENTEROS, I.; VALLE, M.F.; ALONSO GAVILAN, G; RIVAS-CARBALLO, M.R. & HERRERO, A. (1997). Continental Neogene of Peñafiel-Valles de Fuentidueña (Valladolid-Segovia) area. Biostratigraphic problems. en : *The Neogene continental of the Duero Basin (Spain), Field trip guide*. Second Congress R.C.A.N.S. Salamanca (Spain). Sep 29-Oct. 6, 1997.

BERGAMIN, J.F.; DE VICENTE, G.; TEJERO, R.; SANCHEZ, F.; GOMEZ,D.; MUÑOZ, A. y PERUCHA, M.A. (1996). Cuantificación del desplazamiento dextroso Alpino en la cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos. *Geogaceta*, 20 (4): 917-920.

BIROT, P. y SOLE, L. (1954). *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española*. Inst. Juan Sebastian el Cano.C.S.I.C. 87 p. Madrid.

BOND, J. (1996) W 4 Tectono-sedimentary evolution of the Almazán Basin, NE Spain. en : *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics*. (P F FRIEND and C J DABRIO eds.). Cambridge University Press. pp: 203-213.

CAPOTE, R. (1983). La tectónica de la Cordillera Ibérica. In. *Libro Hom. J.M. Ríos, Geología de España*. (Comba, J.A., De.) IGME II. :pp 118-120.

CAPOTE, R.; DE VICENTE, G. y GONZALEZ CASADO, J.M. (1990). Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.). *Geogaceta*, 7. pp.: 20-22.

CORTES, A.L. y MAESTRO, A. (1997). Análisis de los estados de esfuerzos recientes en la Cuenca de Almazán (Provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2):183-196.

CRUSAFONT, M. Y CELORRIO, J.M. (1959). Sobre un yacimiento de mamíferos fósiles en Aranda de Duero. *Estudios Geológicos* núm. 25, pp. 541-44.

DGOH-ITGE (1988). Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas del Territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características: 02 Cuenca del Duero. *Estudio 07/88. Memoria, planos y fichas. Inédito*

GARCÍA DE PEDRAZA, L. y REJIA GARRIDO, A.(1994). Tiempo y Clima en España. Meteorología de las Autonomías. Ed. Dossat 2000, Madrid. 410 pp

GARCÍA DEL CURA, A. (1974). Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geológicos*, 30: 579-597.

GARCÍA DEL CURA, A. (1975). Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero (zona oriental). *Actas I Coloquio internacional sobre Bioestratigrafía Continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior* . Montpellier, 25-IX- Madrid, 11-X, 1974. (M.T. Alberdi y E. Aguirre eds.): Actas I: 77-82.

GRACIA PRIETO, F.J.; NOZAL MARTIN, F.; PINEDA VELASCO, A. y WOUTERS DE VRIES, P.F. (1980). Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7, 38-40.

GUIMERÁ, J.; ALONSO, A.; RAMÓN MAS, J.(1995). Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N. Spain). In: *Basin Inversion*. Buchanan, J.G. & Buchanan, P.G. (eds.). Vol. Esp. 88: 433-453.

GUTIERREZ ELORZA, M. y PEÑA MONNE, J.L.(1994). Cordillera Ibérica. en : *Geomorfología de España*. (ed. coord. Gutierrez Elorza, M.). pp 251-286,. Ed. Rueda s.l. Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1915). Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia. *Memorias de la Comisión de Investigación Paleontológica y Prehistórica*. Madrid, 5:75pp.

HERRERO HERNÁNDEZ, A. (2001): *Estratigrafía y Sedimentología de los depósitos terciarios del Borde Norte de la Cuenca del Duero en la provincia de León*. Tesis Doctoral Univ. de Salamanca. 450 pp.(Inédita).

HOYOS, M.; GARCIA DEL CURA, M. A. y ORDOÑEZ, S. (1981). Características Geológicas del yacimiento de los valles de Fuentidueña (Segovia). *Estudios Geol.*, 37, pp : 345-351.

IGME (1970). Mapa Geológico de España a E.: 1:200.000, 1ª serie. Aranda de Duero (nº30). Minist. De Industria. Madrid.

IGME (1980). Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Duero. Sistemas 8 y 12. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. *Colección Informe*. Serv. de Public. del MINER, Madrid. 75 pp. y 21 planos

IGME (1983). Investigación Hidrogeológica Básica del Sistema nº 88 (10-Bis), Terciario del Sureste de Soria. Cuenca del Duero. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas. *Colección Informe*. Serv. de Public. del MINER, Madrid. 64 pp. y 9 planos.

IGME (1987a). Contribución de la explotación petrolífera al conocimiento de la geología de España. IGME, Madrid. 465 pp y 17 planos.

IGME (1987b). Calidad química de las aguas subterráneas de la Cuenca del Duero. Programa Nacional de Gestión y Conservación de los Acuíferos. *Colección Informe*. Serv. de Public. del MINER, Madrid. 43 pp. y 16 planos.

ITGE (1991a). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 377 (Burgo de Osma). MAGNA, Primera edición.

ITGE (1991b). Mapa Hidrogeológico de España a E. 1:200.000. Hoja nº 30 (Aranda de Duero). Primera Edición.

JAMISON, W.R. (1987). Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, v. 9; pp. 207-219.

JIMÉNEZ FUENTES, E.; CORROCHANO, A.; ALONSO GAVILÁN, G. (1983). El Paleógeno de la Cuenca del Duero. En: *Libro Hom. J.M. Ríos, Geología de España*. IGME, T II, pp: 489-491.

LENDÍNEZ GONZÁLEZ, A.; MUÑOZ DEL REAL, J.L. (1991). *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, nº 405 (*Berlanga de Duero*). Segunda serie (MAGNA): Primera edición. IGME. Madrid.

MAESTRO GONZÁLEZ, A.; CASAS SAINZ, A.M. (1995). Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán (provincia de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (3): 193-214.

MARTÍN-SERRANO, A. (1988 a). Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamiento antiguos y tendencias actuales. *Bol. Geol. Min.*, 99 (6): pp 21-36.

MARTÍN-SERRANO, A. (1988 b). Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña. *Comunicaciones vol. 1. III Congres. Geol de España. Salamanca*.

MARTIN-SERRANO, A. (1991). La definición en el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4 (3-4):334-351.

MAS, J.R.; ALONSO, A.; GUIMERA, J. (1993). Evolución tectosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca : La cuenca finijurásica-eocretácica de los Cameros ( La Rioja-Soria ). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4):129-144.

MAZO, A.V. y JORDA PARDO, J. F. (1994). Los Proboscideos Neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geol. 50*: pp 239-245.

MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C.J. (1986).- La sedimentación continental del Neógeno en el sector Centro-Septentrional de la Depresión del Duero (Provincia de Palencia). *Stud. Geol. Salmant..XXII*: 111-132.

MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C.J. (1988). Controles sedimentarios neógenos en la depresión del Duero (sector central). *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2), pp: 187-195.

MEDIAVILLA, R. M. y DABRIO, C.J. (1989). Las calizas del Páramo en el sur de la provincia de Palencia. *Studia Geologica Salmanticensia*, Vol. 5. Ediciones Universidad de Salamanca, pp. 273-291.

MEDIAVILLA, R. M.; ALCALA, L.; SANTISTEBAN, J.I.; ALBERDI, T.; LUQUE, L.; MAZO, A.; DE MIGUEL, Y.; MORALES, J y PEREZ, B. (1995). Estratigrafía y Paleontología del Mioceno Superior del Sur de la Provincia de Palencia (Sector central de la Cuenca del Duero). *XIII Congreso Español de Sedimentología*. Teruel. Pag. 153-154.

MEDIAVILLA, R.; DABRIO, C.J.; MARTIN-SERRANO, A. and SANTISTEBAN, J.I. (1996). W 6 Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin : evolution and controls. en : *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics*. (P F FRIEND and C J DABRIO eds.). Cambridge University Press.

MOLINA, E. y ARMENTEROS (1986). Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector suroriental de la cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensia*, 22: pp 293-307.

MOLINA, E. y PEREZ-GONZALEZ, A.(1989). Depresión del Duero. en : *Mapa del Cuaternario de España. E: 1:1.000.000*.ITGE, Madrid. pp: 153-161.

MORENO y NOZAL (1991). Macizo Hespérico y Cuencas asociadas, cap.(3.4.1.) en: *Memoria y Mapa Neotectónico de España E: 1/ 1.000.000* . ITGE-ENRESA. (Doc.reserv., inédito)

ORDOÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, F. y GARCÍA DEL CURA, M.A. (1976). Estudio Geológico de las " facies rojas" pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). *Estudios geológicos* 32:pp 215-220

PAPADAKIS, J.(1966). *Climates of the world and their agricultural potentialities*. Ed. por el autor, Buenos Aires.

PEREZ-GONZÁLEZ, A. (1989). Depresión del Duero. en : *Teritorio y Sociedad en España*. (V. Bielza ed.). Ed Taurus. pp : 162-175.

PEREZ-GONZÁLEZ, A.; MATÍN-SERRANO GARCÍA, A.; POL MÉNDEZ, C. (1994). Depresión del Duero. en: *Geomorfología de España*. ( Ed coord. Gutiérrez Elorza, M.) Ed. Rueda. Madrid. pp 351-383.

PLATT, N.H. (1990). Basin evolution and faultreactivation in the western Cameros basin, Northern Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 147, pp 165-175.



PORTERO GARCÍA, J.M.; OLMO ZAMORA, P.; RAMÍREZ DEL POZO, J., y VARGAS ALONSO, I. (1982).- Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. IGME, 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca. 1979 *Temas Geológico-Mineros*. 6 (1): pp 11-37.

RAMOS MARTIN, M.C. y ALONSO GAVILAN, G. (1990). Sedimentología y paleogeografía del Terciario en el área de San Esteban de Gormaz-El Burgo de Osma (Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, (1-2) : pp 167-179.

RIBA, O, (1989). Las discordancias sintectónicas como elementos de análisis de cuencas. en : *Sedimentología, Nuevas Tendencias*. (A. Arche coord.), CSIC. Madrid, 2 pp: 489-526.

ROYO y GÓMEZ, J. (1926). Terciario continental de Burgos. *XIV Congreso Geológico Internacional, Madrid*. Excursión A-6. IGE Pag. 1-67

RUIZ FERNÁNDEZ DE LA LOPA, V. (1991). *Mapa Geológico de España*, E. 1:50.000, nº 406 (Almazán). Segunda serie (MAGNA), Primera edición. ITGE. Madrid.

RUIZ FERNÁNDEZ DE LA LOPA, V.; VALVERDE HERNÁNDEZ, M.F. (1991). *Mapa Geológico de España*, E. 1: 50.000, nº 377 (Burgo de Osma). Segunda serie (MAGNA), ITGE. Madrid.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1946). Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja núm. 346 (Aranda del Duero). *Mapa Geol. de España*. 1:50.000. primera serie. Madrid IGME.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1952). Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja núm. 375, (Fuentelcésped). *Mapa Geol. de España*. E. 1: 50.000. primera serie. IGME.

SANTISTEBAN, J.I.; MEDIAVILLA, R.M.; MARTIN-SERRANO, A. and DABRIO, C.J. (1996). W 1 The Duero Basin : a general overview. en : *Tertiary basins of Spain. The stratigraphic record of crustal kinematics*. (P F FRIEND and C J DABRIO eds.). Cambridge University Press.

SCHWENZNER, J.E. (1943). La morfología de la región montañosa central de la meseta española. (traduc. de C.Vidal Box). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T-XLI, pp:121-147.

SIMON, J.L. (1991 a). Tectónica del ciclo alpino. en: *Mapa Geológico de España*, E. 1: 50.000, nº 377 (Burgo de Osma ). Segunda serie (MAGNA), ITGE. Madrid.

SIMON, J.L. (1991 b). Tectónica del ciclo alpino. en: *Mapa Geológico de España*, E. 1: 50.000, nº 405 (Berlanga de Duero ). Segunda serie (MAGNA), ITGE. Madrid

SIMON, J.L. (1991 c). Tectónica del ciclo alpino. en: *Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000, nº 406 (Almazán)*. Segunda serie (MAGNA), ITGE. Madrid.

SUPPE, J. (1983). Geometry and Kinematics of Fault-Bend Folding. *American Journal of Science*, vol. 283. pp. 684-721.

VERGES, J. y RIBA, O. (1991). Discordancias sintectónicas ligadas a cabalgamientos : modelo cinemático. *I Congreso del Grup Esp. del Terciario, 1991. comunicaciones.*