



# IGME

**506**

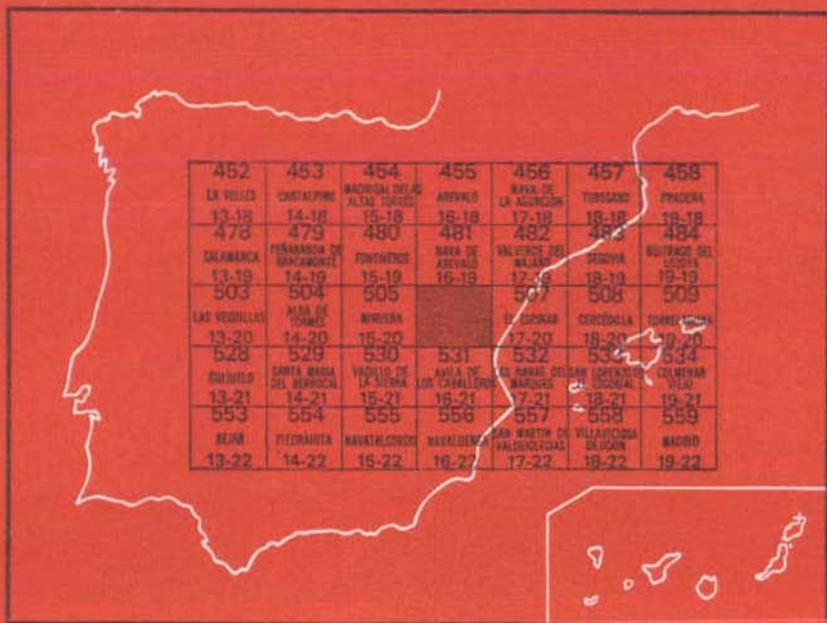
16-20

## MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

# CARDEÑOSA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**CARDEÑOSA**

*Segunda serie - Primera edición*

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

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por un equipo perteneciente a la «Agrupación Temporal de Empresas», Compañía General de Sondeos, S. A. - Ingeniería Minero Industrial, S. A. (CGS - IMINSA), bajo normas, dirección y supervisión del IGME. Han intervenido:

*Geología:* A. Hernández Samaniego (CGS) (Granitos), J. Fernández Carrasco (CGS) (Metamórfico), F. J. Carreras Suárez (CGS) (Terciario) y A. Olivé Davó (CGS) (Terciario).

*Geomorfología:* F. J. Carreras Suárez (CGS) y M. Gutiérrez Elorza (UNIVERSIDAD ZARAGOZA).

*Cuaternario y Formaciones superficiales:* F. J. Carreras Suárez (CGS), J. M. Portero García (CGS) y E. Molina (UNIV. SALAMANCA).

*Sedimentología:* E. Aragonés Valls (CGS).

*Petrografía:* M. J. Aguilar Tomás (CGS) (R. Igneas), J. Fernández Carrasco (CGS) (R. Metamórficas).

*Micropaleontología:* M. C. Leal Martín (CGS).

*Micromamíferos:* N. López Martínez (C. S. I. C.).

*Redacción Memoria:* F. Carreras Suárez, J. Fernández Carrasco, M. J. Aguilar Tomás y A. Hernández Samaniego, con la colaboración de M. Gutiérrez Elorza (Geomorfología), E. Molina (Cuaternario y F. superficiales) y R. Capote Villar (Metamorfismo).

*Coordinación y dirección (CGS):* J. M. Portero García y M. J. Aguilar Tomás (Preterciario).

*Coordinación y dirección del IGME:* A. Pérez González y E. Elizaga.

*Supervisión:* E. Elizaga y A. Pérez González.

*Asesores especiales (IGME):* I. Corrales (UNIV. SALAMANCA), L. Sánchez de la Torre (UNIV. Oviedo) y C. Puigdefábregas (UNIV. AUT. BARCELONA).

*Laboratorios:* Compañía General de Sondeos, S. A. (Petrografía, Micropaleontología, Granulometrías, Carbonatos, Sales solubles); DPTO. ESTRATIGRAFIA UNIV. COMPLUTENSE MADRID (Balanza de sedimentación, Minerales pesado); DPTO. PETROLOGIA UNIV. COMPL. MADRID (Balanza de sedimentación); DPTO. CRISTALOGRAFIA UNIV. COMPL. MADRID (Rayos X).

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

Depósito Legal: M - 29.898 - 1982

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Telef. 259 57 55 - Madrid-16

## 1 INTRODUCCION

La Hoja de Cardeñosa se sitúa en las estribaciones septentrionales del Sistema Central, en paso a la Submeseta de Castilla la Vieja, en las provincias de Avila y (en su ángulo nororiental) de Segovia.

Los caracteres geológicos, topográficos, agrícolas, etc., son distintos en la parte meridional de la Hoja, dentro de las estribaciones del Sistema Central, y en la septentrional, correspondiente al borde sur de la Cuenca del Duero. En el primer dominio la topografía es relativamente abrupta, con cotas que alcanzan hasta 1.565 m., en materiales predominantemente graníticos (s.l.), con bosque natural de encinas que permite una explotación ganadera de cierta importancia. La parte septentrional está constituida por materiales terciarios y cuaternarios, con una topografía suave típica de la Meseta, que se eleva hasta 1.100 m. en su borde Sur, y da lugar a una agricultura de secano con cultivos de cereales y vid.

Los cursos fluviales más importantes son los de los ríos Adaja y Voltoya, que discurren, profundamente encajados, en sentido Sur-Norte. Los núcleos de población son poco importantes, destacándose los pueblos de Cardeñosa y Mingorría.

En el estudio geológico de la Hoja de Cardeñosa, se plantean problemas muy diferentes según los dominios antes aludidos. Por una parte, los específicos del Sistema Central sobre plutonismo y metamorfismo, tratados regionalmente por numerosos autores en sus publicaciones, entre las que cabe destacar las de: CAPOTE y VEGAS (1968), BARD, CAPDEVILA y MATTE (1970), FUSTER y GARCIA CACHO (1970), FUSTER y MORA (1970), CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1971), CAPOTE (1973), FUSTER *et al.* (1974), GARCIA DE FIGUEROA *et al.* (1974), APARICIO *et al.* (1975) y UBANELL (1977).

Por otra parte, el estudio de los materiales terciarios y cuaternarios que rellenan la Cuenca del Duero en su borde sur, así como de sus características sedimentológicas, geomorfológicas, etc. Estos materiales han sido investigados en otras áreas de la Cuenca por diversos autores, destacándose las publicaciones sobre el Paleógeno de JIMENEZ FUENTES (1970-1976) y CORROCHANO (1977), y, sobre el Neógeno y Cuaternario, de ALCALA DEL OLMO (1972-75), CASAS *et al.* (1972), GARCIA DEL CURA (1974), ORDOÑEZ *et al.* (1976), AGUIRRE *et al.* (1976), CORRALES *et al.* (1978), PEREZ GONZALEZ (1979) y SANCHEZ DE LA TORRE (1979).

Partiendo de los datos de la bibliografía regional sobre la Cuenca del Duero, sintetizados por CGS - IMINSA (1978), y los obtenidos en la ejecución de 17 Hojas MAGNA por la Agrupación citada durante el transcurso de 1978 y 1979, y las últimas aportaciones bibliográficas, se puede poner de manifiesto, de forma muy esquemática, el modelo sedimentario de relleno de cuenca intramontañosa del Duero, desde el Paleógeno al Cuaternario reciente.

Los depósitos paleógenos afloran únicamente en los bordes de la cuenca, adosados a materiales preterciarios, con contactos tectónicos o discordantes sobre ellos. Presentan facies variadas, pero con predominio de conglomerados y areniscas más o menos gruesas en secuencias fluviales proximales, quedando los ambientes de «playa» circunscritos a pequeñas zonas muy localizadas en el área de Salamanca-Zamora (CORROCHANO, 1977).

El Neógeno alcanza gran desarrollo en la cuenca. Los depósitos ponen de manifiesto un proceso de sedimentación continental a partir de abanicos aluviales procedentes de las áreas montañosas del Norte (Cordillera Cantábrica) y Sur (Sistema Central) de la cuenca, de distintas características según su procedencia.

Los del Norte evolucionan paulatinamente, hacia el centro de la cuenca, a ambientes fluviales, con canales arenosos separados por fangos de llanura de inundación («Facies Tierra de Campos», H. PACHECO, 1915), con formación, por desbordamiento, de ambientes de ciénagas, lagunas y playas («Facies Dueñas» CGS - IMINSA, 1978). En los «abanicos» procedentes del Sur, no se reconoce la geometría típica de los del Norte, depositándose arcosas fangosas y arcosas en «mantos» de carácter torrencial en su parte proximal, y fluvio-torrencial, en la distal.

En el centro de la cuenca, los ambientes anteriormente citados evolucionan a ciénagas, playas, playas salinas (con o sin tránsito a zonas lacustres), cuyos depósitos en los tramos altos del Mioceno Medio (Astaraciense) y bajos del Superior (Vallesiense), constituyen la «Facies de las Cuestas» (H. PACHECO, 1915). Durante el Mioceno más alto y Plioceno Inferior?, tiene lugar una mayor expansión de los ambientes lacustres, con depósito de las «Calizas con Gasterópodos de la superficie del Páramo» (AGUIRRE

*et al.*, 1976). Ambientes de playas salinas en tránsito a lacustre generalizado, tienen depósitos de margas arenosas y calizas a techo (Páramo superior), en los que se evidencia la existencia de fases tectónicas y procesos kársticos correlacionables con los ocurridos durante el Plioceno en la Submeseta meridional (PEREZ GONZALEZ, 1979).

Equivalentes a los depósitos últimamente mencionados del centro de la cuenca se sitúan, hacia el borde sur, depósitos conglomeráticos instalados en la superficie pre-raña de Labajos. Los depósitos de abanicos conglomeráticos característicos de la raña, siguientes a un rejuvenecimiento del relieve, están ampliamente extendidos hacia el tercio norte de la cuenca.

Los depósitos cuaternarios están representados en toda la cuenca, pero preferentemente en la mitad meridional, destacándose los de terrazas fluviales, los eólicos, los de áreas endorreicas y semiendorreicas y los de vertientes.

En el estudio de la Hoja de Cardeñosa, se destaca la diferenciación de las masas graníticas («s.l.»), en dos intrusiones separadas en el tiempo. La primera, constituida por granitos «de dos micas», se emplaza, según todos los datos disponibles, en relación con la  $F_2$  del plegamiento hercínico. La segunda (en la que se separan varias facies), corresponde a una intrusión de granodioritas emplazadas tardíamente a la  $F_3$ . Completan el ámbito de las rocas ígneas el cortejo posthercínico de rocas filonianas emplazado en distintas etapas en relación con la fracturación de los granitos (s.l.).

Como rocas metamórficas se caracterizan materiales del Precámbrico (neises pelíticos, migmatitas, neises glandulares), que han sido afectados por un metamorfismo regional polifásico de alto grado y baja presión (hercínica), y otras afectadas de metamorfismo de grado muy bajo, sincrónico de  $F_1$  hercínica («Capas de Mediana»). Otro tipo de rocas, las «Corneanas de Mingorría» tienen sobreimpuesto un metamorfismo de contacto producido por la intrusión de granodioritas en materiales preexistentes, probablemente esquistos biotíticos.

Los procesos de deformación, metamorfismo e intrusión, están estrechamente relacionados entre sí, y son consecuencia de la Orogenia hercínica, en la que se han podido caracterizar cuatro fases principales. La Orogenia alpina actúa sobre fracturas hercínicas, en general, y es responsable del «Cabalgamiento» de los materiales hercínicos sobre el Terclario de la Cuenca del Ebro.

Los materiales terciarios que se estudian en la Hoja de Cardeñosa, corresponden a depósitos de conglomerados silíceos, areniscas microconglomeráticas y ferruginosas, con niveles de arcillas lateríticas («Unidad Torneros»), seguidos de arcosas con cantos y canales arenosos, con cemento calcáreo intercalado («Unidad Pozanco»), atribuidos por posición estratigráfica y correlación litológica al Paleógeno y Mioceno Inferior-Medio, respecti-

vamente. Por encima y en discordancia se presentan depósitos del Mioceno Superior (Valleslense).

Siguiendo el esquema general sobre los depósitos de la Cuenca del Duero, expresado anteriormente, los materiales del Neógeno de la Hoja que nos ocupa corresponden a los depósitos de «abanico» (\*), con transporte torrencial (conglomerados de matriz arcósica o arcilloso-arenosa) en zonas proximales y fluvio-torrencial (fangos arcósicos o arenoso-arcillosos con cantos dispersos), en zonas distales.

De esta forma se han separado en el Mioceno materiales distintos caracterizados por la procedencia de los cantos (ígneos o metamórficos) y por los tipos de depósito (de zona proximal, media o distal del abanico).

Así, se definen unidades de facies proximal, con predominio de cantos plutónicos («Unidad Calzadilla») y con predominio de cantos metamórficos («Unidad Escalonilla»), Depósitos de zona media de abanico con cantos de origen plutónico («Unidad Peñalba»), con el mismo tipo de cantos e intercalaciones lenticulares cementados por carbonatos («Unidad Villaflor»), y con predominio de cantos metamórficos («Unidad Mingorría»). Y materiales depositados en zonas distales, de procedencia plutónica («Facies San Pedro del Arroyo», CORRALES *et al.*, 1978), y de procedencia metamórfica («Unidad Olalla»). Finalmente, la «Unidad Peromingo», correspondiente al abanico de Villacastín-Adanero, de facies fluvio-torrencial.

Además de los métodos clásicos seguidos para la realización de las Hojas MAGNA, en el caso de la Hoja de Cardeñosa se han seguido estudios de geomorfología, de depósitos superficiales y sedimentológicos de detalle en el campo, complementados por la utilización de técnicas de laboratorio como: granulometrías (tamizados y balanza de sedimentación), estudio de arcillas por Rayos X, determinación de sales solubles, estudios de micro-morfología de suelos, etc.

## 2 ESTRATIGRAFIA

En la Hoja de Cardeñosa, como ya se ha dicho anteriormente, se distinguen dos sectores, la mitad meridional con materiales metamórficos y plutónicos, y la mitad septentrional en la que afloran exclusivamente sedimentos pertenecientes al Terciario Continental y Cuaternario.

Dentro del metamórfico, los únicos materiales aflorantes pertenecen al Precámbrico, en el que se ha distinguido una serie de unidades litoestrati-

---

(\*) Se emplea aquí el término «abanico» en sentido generalizado, sin que se pueda especificar su encaje en ninguno de los modelos tradicionales.

gráficas como son «Neises glandulares», «Neises pelíticos y migmatitas», «Capas de Mediana», y «Corneanas de Mingorría».

No aparecen en esta Hoja materiales pertenecientes al Ordovícico, como ocurre en la vecina Hoja de Mirueña de los Infanzones (505).

El resto de los sedimentos corresponde al Terciario y Cuaternario, distinguiéndose dentro del primero un Paleógeno indiferenciado pinzado entre fallas, un Mioceno Inferior Medio aflorante en la estructura de Pozanco, una serie de unidades ya definidas anteriormente o de nueva denominación que pertenecen al Mioceno Superior, y por último una superficie pre-raña que hemos atribuido al Plioceno (fig. 1).

Dentro del Cuaternario destacan principalmente las superficies.

## 2.1 PRECAMBRICO

Se distinguen los siguientes apartados:

### 2.1.1 NEISES GLANDULARES (PC<sub>2c</sub>)

Aparecen en un pequeño afloramiento de unos 500 m. de longitud por 200 de ancho, en la espina SE de la Hoja.

Representan los materiales más antiguos de la Hoja. La edad no está determinada de forma apropiada. Por correlación con otras formaciones (tipo «Olio de Sapo») se les puede asignar una edad Precámbrico Superior, probablemente Proterozoico Superior.

Litológicamente aparecen con características migmatoides, conservándose algunos megacrístales de feldespato dentro de una pasta de neosoma, con una foliación que persiste en algunos puntos. Se encuentran afectados por un metamorfismo regional de baja presión, en un estadio alto, en la zona del feldespato potásico-silimanita.

### 2.1.2 NEISES PELITICOS Y MIGMATITAS (PC<sub>3</sub>)

Ocupan una estrecha banda, de unos 200 m. de ancho por unos 2,5 Km. de longitud, al sur de la carretera de Avila a El Espinar, en el extremo SE de la Hoja.

Los afloramientos existentes son escasos. Se trata de una formación de neises y migmatitas que han sufrido una compleja historia metamórfica. El último metamorfismo de grado alto que han experimentado ha sido de baja presión, llegando a la zona de la silimanita-feldespato potásico. Este metamorfismo es posterior a otro, definido por reliquias alineadas de opacos y fibrolita dentro de fenoblastos de andalucita y por distena en cristales, generalmente alineados con esa esquistosidad, en vías de transformación en andalucita. Este metamorfismo sería de, al menos, presiones intermedias.

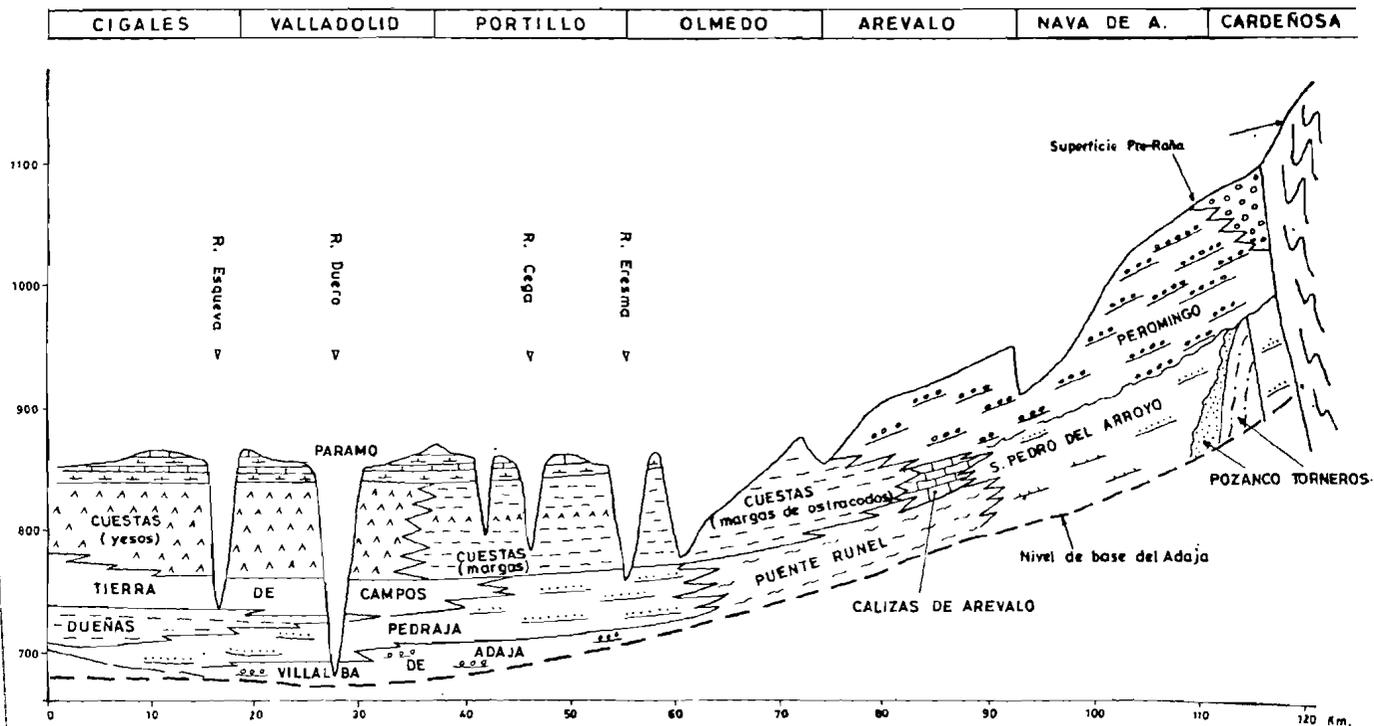


Figura 1.—Esquema estratigráfico N-S.

Se sitúan por encima de los neises glandulares. Su edad se atribuye al Precámbrico Superior, CAPOTE y FERNANDEZ (1971).

### 2.1.3 CAPAS DE MEDIANA (PC<sub>2</sub>Ξ)

Ocupan la esquina SE de la Hoja, en un afloramiento de unos 15 Km<sup>2</sup> de extensión, limitado al NO por los granitoides hercínicos (granodioritas y granitos aplíticos) y al Sur por la falla de la Cruz de Hierro, a través de la cual entra en contacto con los neises y migmatitas antes descritos.

Constituyen un monótono afloramiento de esquistos sericítico-cloríticos, con intercalaciones de metaarcosas con epidota y niveles de epidotitas (KC<sub>2</sub>), de 1 a 2 m. de potencia formados por clinozoisita y zoisita, en una proporción del orden del 90 por 100. Estos niveles se han podido seguir en cartografía, a lo largo de algunos cientos de metros.

También aparecen escasos lentejones carbonatados (c) con niveles silíceos centimétricos intercalados.

La potencia total de la Formación no se puede establecer por situarse sus límites fuera de la Hoja, aunque dentro de ella estos materiales alcanzan una potencia mínima de 700 metros.

Dentro de los esquistos cloríticos aparecen algunos afloramientos con biotita intercinemática, posiblemente inter F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub>. La extensión de estos esquistos no se ha podido determinar debido al recubrimiento reciente que existe en la zona donde se han detectado.

En contacto con las granodioritas ( ${}_2\gamma\eta^2$ ,  $\gamma\eta^2$ ) y granitos aplíticos ( ${}_4\gamma^2$ ), las «Capas de Mediana» están afectadas por metamorfismo de contacto (PC<sub>2</sub>K).

### 2.1.4 CORNEANAS DE MINGORRIA (PC<sub>2</sub>K)

Ocupan un afloramiento alargado en dirección E-O en la parte central de la Hoja. Limitan al Sur con los granitos aplíticos ( ${}_4\gamma^2$ ) y granodioritas ( ${}_2\gamma^2\eta$ ,  $\gamma\eta^2$ ), y al Norte con sedimentos terciarios y cuaternarios.

Constituyen un afloramiento bastante monótono de corneanas nodulosas y bandeadas o esquistos cuarzo-biotíticos, dentro de la aureola de metamorfismo de contacto originada por las rocas graníticas situadas inmediatamente al Sur.

La facies no se ha podido establecer en muchos puntos debido a la intensa alteración meteórica de la roca.

Se ha llegado a detectar andalucita/cordierita en afloramientos próximos a las granodioritas.

En las zonas más alejadas de los granitos aparecen placas de moscovita como mineral de metamorfismo térmico, sobre una textura esquistosa, correspondiente a un esquistos cuarzo-biotítico.

## 2.2 PALEOGENO

Aparece en forma de manchas aisladas, de extensión variable, en los bordes de la cuenca, adosado en general a los materiales del zócalo, discordantes o lo que es más común en contacto tectónico con él.

Los afloramientos de mayor extensión e importancia se sitúan en la región salmantino-zamorana, en la cuenca de Ciudad Rodrigo y en el borde norte. En áreas limítrofes se concentran principalmente al noroeste de Avila, al sur de Blascomillán en el entrante de Muñico, Hoja de Mirueña (505).

Entre la bibliografía existente sobre el Paleógeno se pueden destacar los de la región Salmantino-Zamorana, considerando entre otros los de JIMENEZ FUENTES, E. (1970, 1972, 1973, 1974, 1975), CORROCHANO *et al.* (1977, 1978), y CORRALES *et al.* (1978).

Dentro de la Hoja encontramos facies parecidas a las descritas anteriormente, al sur de Monsalupe.

### 2.2.1 CONGLOMERADOS SILICEOS Y ARENISCAS MICROCONGLOMERATICAS TIGREADAS. ARENAS Y ARCILLAS. SUELOS LATERITICOS. «UNIDAD TORNEROS» (T<sub>c</sub><sup>A</sup>)

El Paleógeno al sur de Monsalupe ha sido anteriormente estudiado por BUSTILLO, A. *et al.* (1979) en su trabajo que trata sobre la «Presencia y origen de alunita en el borde meridional de la Cuenca del Duero», describiéndose un depósito de alunita que invade el material sedimentario preferentemente a favor de sus planos de estratificación, considerando una génesis hidrotermal para dicho yacimiento.

La «Unidad Torneros» en esta Hoja se caracteriza por una serie de capas verticalizadas pínzadas entre fallas, y en contacto tectónico con los materiales plutónicos y metamórficos.

Se compone de conglomerados silíceos con matriz arenosa, ferruginosa y areniscas microconglomeráticas también ferruginosas, con manchas rojas, amarillas y blancas que dan al conjunto un aspecto tigreado. Hacia la parte alta de la serie se desarrollan arenas arcóscas arcillosas, con cantos dispersos polimícticos, con una coloración en general amarillenta, con manchas grís verdosas en el centro y rojizas en los bordes.

El espesor total visible es de unos 75 m. Fundamentalmente la mayor parte de la serie está constituida por subarcosas, sublitarenitas y cuarza-renitas (fig. 2).

La composición granulométrica, así como las curvas granulométricas, están reflejadas en las figuras 3 y 4, respectivamente.

Los niveles arenosos presentan geometría de canal, y laminación cruzada, indicando aporte hacia el Este.

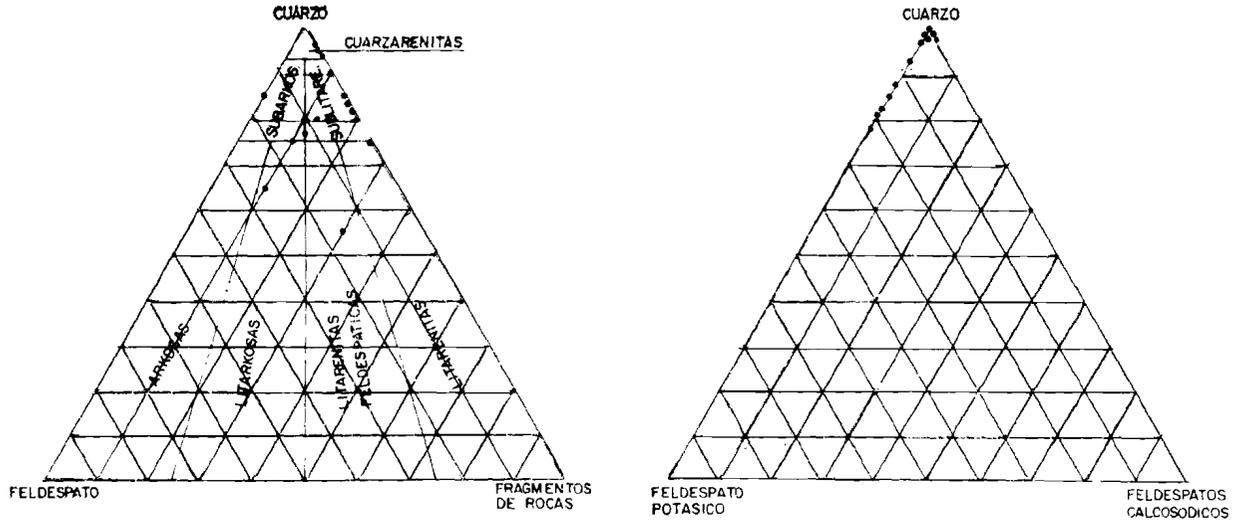


Figura 2.—Composición mineralógica de las arenas de la Unidad de Torneros.

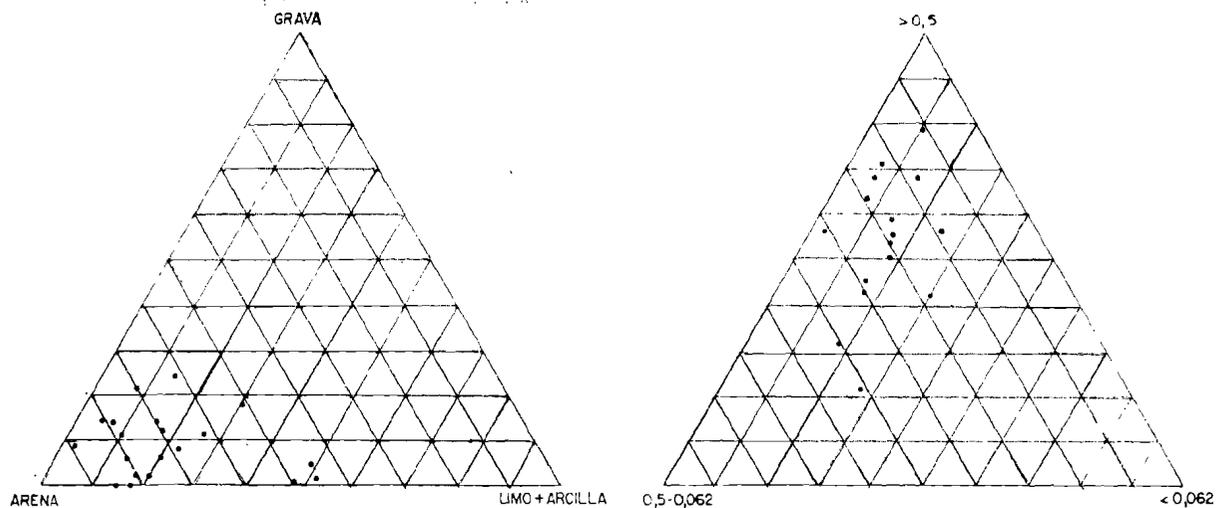


Figura 3.—Composición granulométrica de las arenas de la Unidad de Torneros.

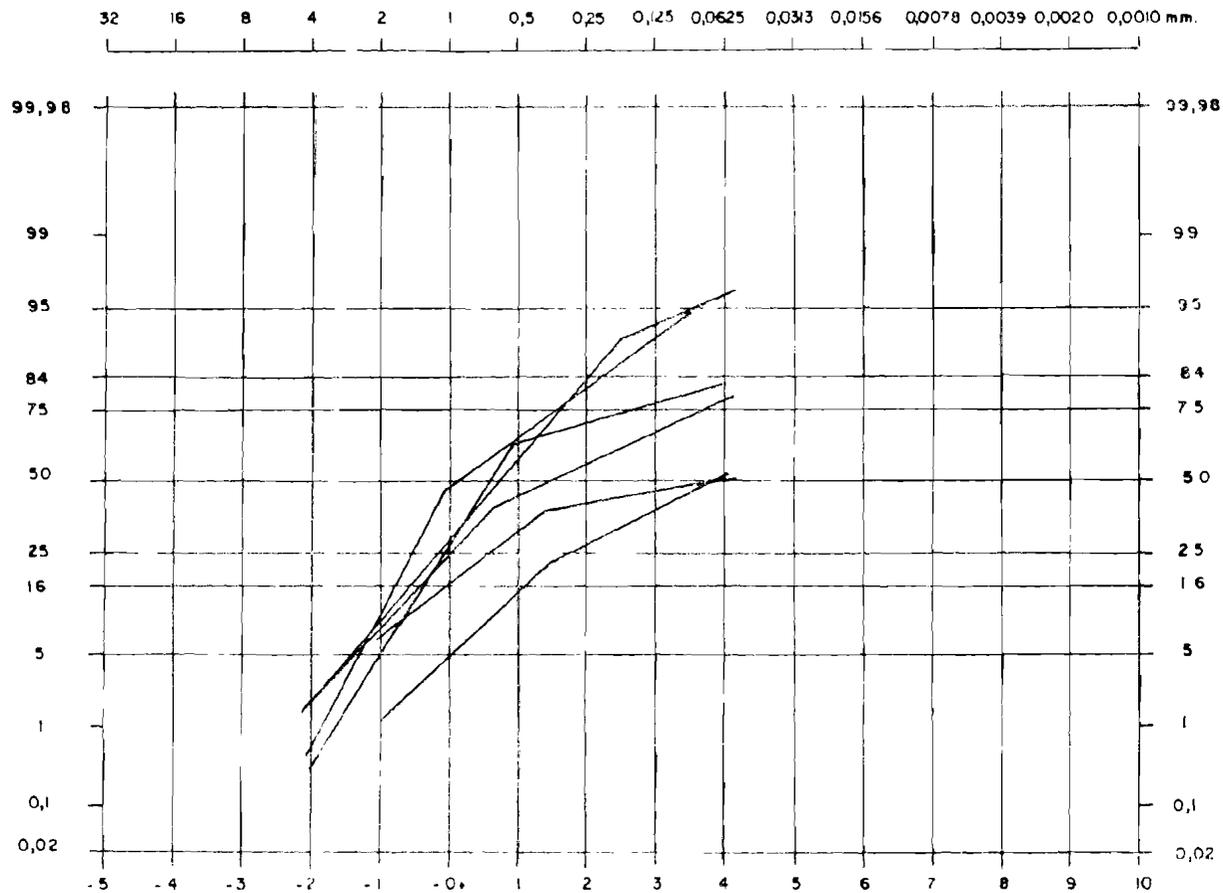


Figura 4.—Curvas granulométricas de las arenas de la Unidad de Torneros.

La sedimentación tendría lugar a partir de ríos o torrentes probablemente poco sinuosos, con importante carga de fondo.

Lo más destacable dentro del estudio microscópico llevado a cabo por BUSTILLO, A. *et al.* (1979), es la variación tanto composicional como textural que se aprecia hacia el techo de la columna, y a partir de los 20 m. primeros en donde es más patente la presencia de alunita, pasándose de una roca formada casi exclusivamente por granos de cuarzo en una pasta muy abundante, a la que empiezan a aparecer otros componentes (clastos de metacuarcita, feldespatos potásicos, algunas plagioclasas, micas, etc.), que reflejan áreas fuentes tanto plutónicas como metamórficas, empezando a coexistir en la parte al mismo tiempo caolinita e illita subordinada.

El cemento ferruginoso, claramente asociado a la alunita, desaparece también de una manera neta hacia los tramos superiores.

En cuanto a los minerales pesados, se conservan preferentemente la turmalina y algo de zircón, siendo la presencia de granate muy baja o nula.

### 2.3 MIOCENO

Se conocen pocos trabajos sobre el Mioceno en la parte sur de la cuenca del Duero, entre los que existen por un lado los de POL, C. *et al.* (1977) sobre las facies detríticas del Mioceno del sector sur de la cuenca del Duero; de JIMENEZ, E. (1971), que estudia unos yacimientos de Quelonios fósiles en la zona de Coca (Segovia, Hojas 428 y 429), estableciendo para el Mioceno más superior del sur de la cuenca tres unidades en cambio lateral de facies. Por último, hay que reseñar el estudio de AEROSERVICE LTD. (1967), así como el de CORRALES, I. *et al.* (1978), que trata sobre las facies miocenas del sector sur de la Cuenca del Duero.

Se distinguen dos unidades: una inferior, apoyada discordantemente sobre la «Unidad Torneros», y que denominamos «Unidad Pozanco», y otra superior, discordante sobre esta última, de edad Vallesiense, en la que hemos distinguido otro conjunto de unidades con arreglo a sus características litológicas.

Estas unidades corresponden a las zonas proximal, media y distal de abanico, estando la proximal formada por un porcentaje de cantos superior al 50 por 100 con respecto a la matriz, porcentaje alto debido al importante gradiente de gravedad, por efecto del levantamiento del macizo plutónico meridional,

Con relativa rapidez se pasa de esta zona proximal a la distal, formada principalmente por fangos arcósicos con cantos dispersos.

### 2.3.1 MIOCENO INFERIOR-MEDIO

Se atribuyen a esta edad un conjunto de arcosas beige blanquecinas, y tramos cementados de areniscas microconglomeráticas con cantos poligénicos y heterométricos principalmente plutónicos, volúmenes cercanos a 1 m<sup>3</sup>.

#### 2.3.1.1 Brechas y paraconglomerados, areniscas con cemento carbonatado.

##### Arcosas beige con cantos. «Unidad Pozanco» (T<sub>c2-3</sub><sup>A</sup>)

No existen referencias bibliográficas respecto a la «Unidad Pozanco», que afloran en la estructura del mismo nombre.

Sobre esta serie detrítica, en la estructura de Pozanco, se apoyan discordantemente fangos arcóscicos rojos del Mioceno, por lo que basándonos en este hecho, así como en los datos regionales de la Serie basal («Unidad Torneros»), la hemos atribuido al Mioceno Inferior-Medio, sin datos consistentes que lo confirmen.

La «Unidad Pozanco» se caracteriza por un conjunto de niveles de areniscas microconglomeráticas con cantos dispersos angulosos y subangulosos de 4 cm. de diámetro medio, cementadas por carbonatos, intercaladas dentro de arenas feldespáticas fangosas, mal clasificadas, con cantos dispersos poligénicos, principalmente de granito semialterado, cuarzo y cuarcitas. Los tonos son blanquecinos y beige.

El espesor visible de la Unidad es de unos 120 m.

Los niveles cementados presentan geometría de canal, con base erosiva, y estratificación cruzada hacia el techo.

Los paquetes arcóscicos están escasamente organizados, observándose ocasionalmente cicatrices erosivas canaliformes.

En líneas generales se trata de arcosas y litarcosas (fig. 5) con un 30-60 por 100 de cuarzo, 30-50 por 100 de feldespatos y 0-25 por 100 de fragmentos de rocas, destacando esta Unidad sobre las demás por la presencia ocasional de fragmentos de rocas calizas entre 0-25 por 100.

Los feldespatos potásicos dominan sobre los calcosódicos.

Estas arcosas presentan porcentajes variables de fangos (limos+arcilla), no sobrepasando en los casos más favorables el 25 por 100. Su composición granulométrica y las curvas granulométricas correspondientes, vienen expresados en las figuras 6 y 7, respectivamente.

Una muestra de polen de un nivel carbonoso intercalado dentro de la

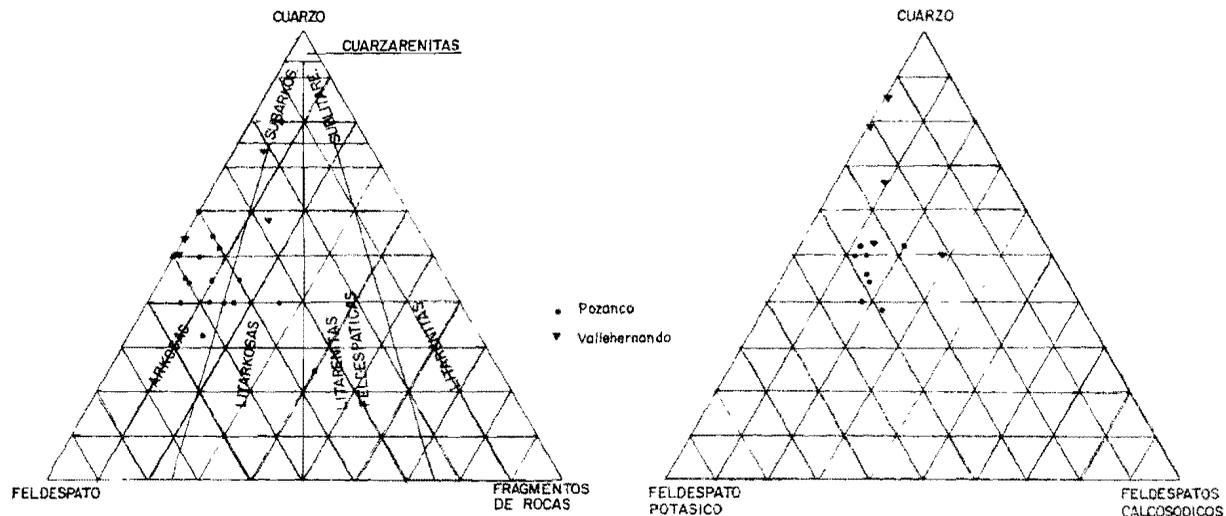


Figura 5.—Composición mineralógica de las arenas de las Unidades de Pozanco (Hoja 16-20) y Vallehernando (15-20).

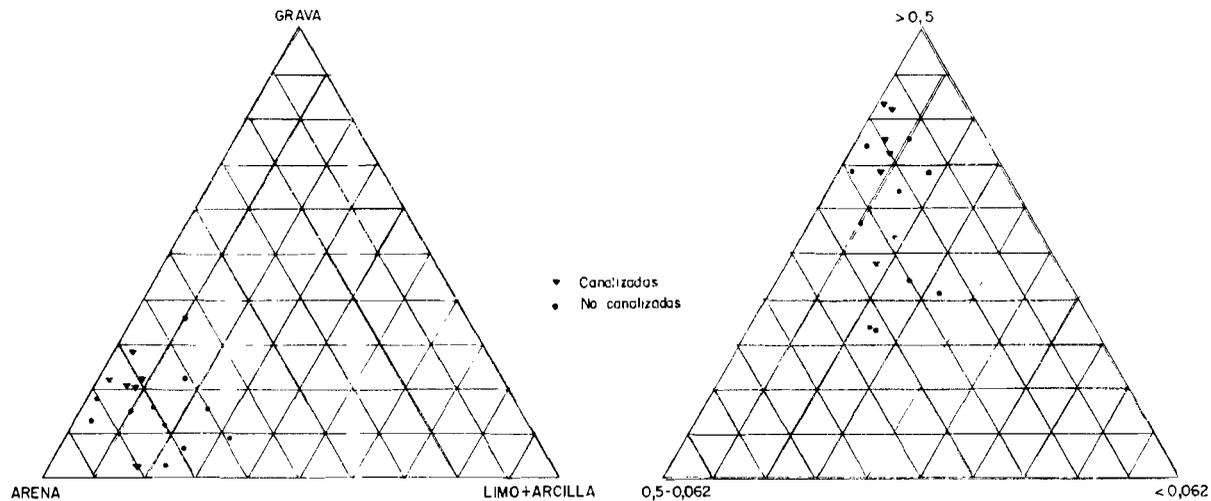


Figura 6.—Composición granulométrica de las arenas de las Unidades de Pozanco (Hoja 16-20) y Vallehernando (Hoja 15-20).

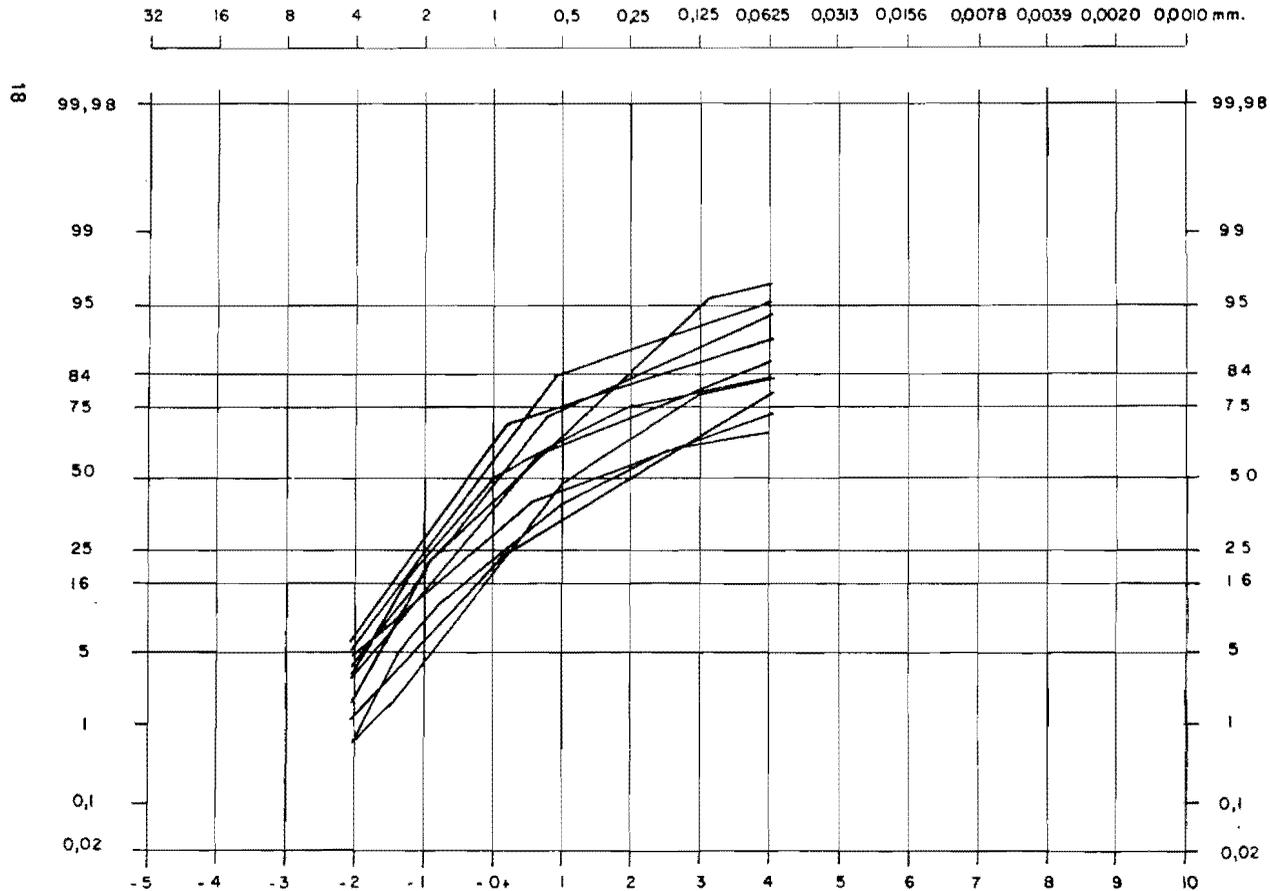
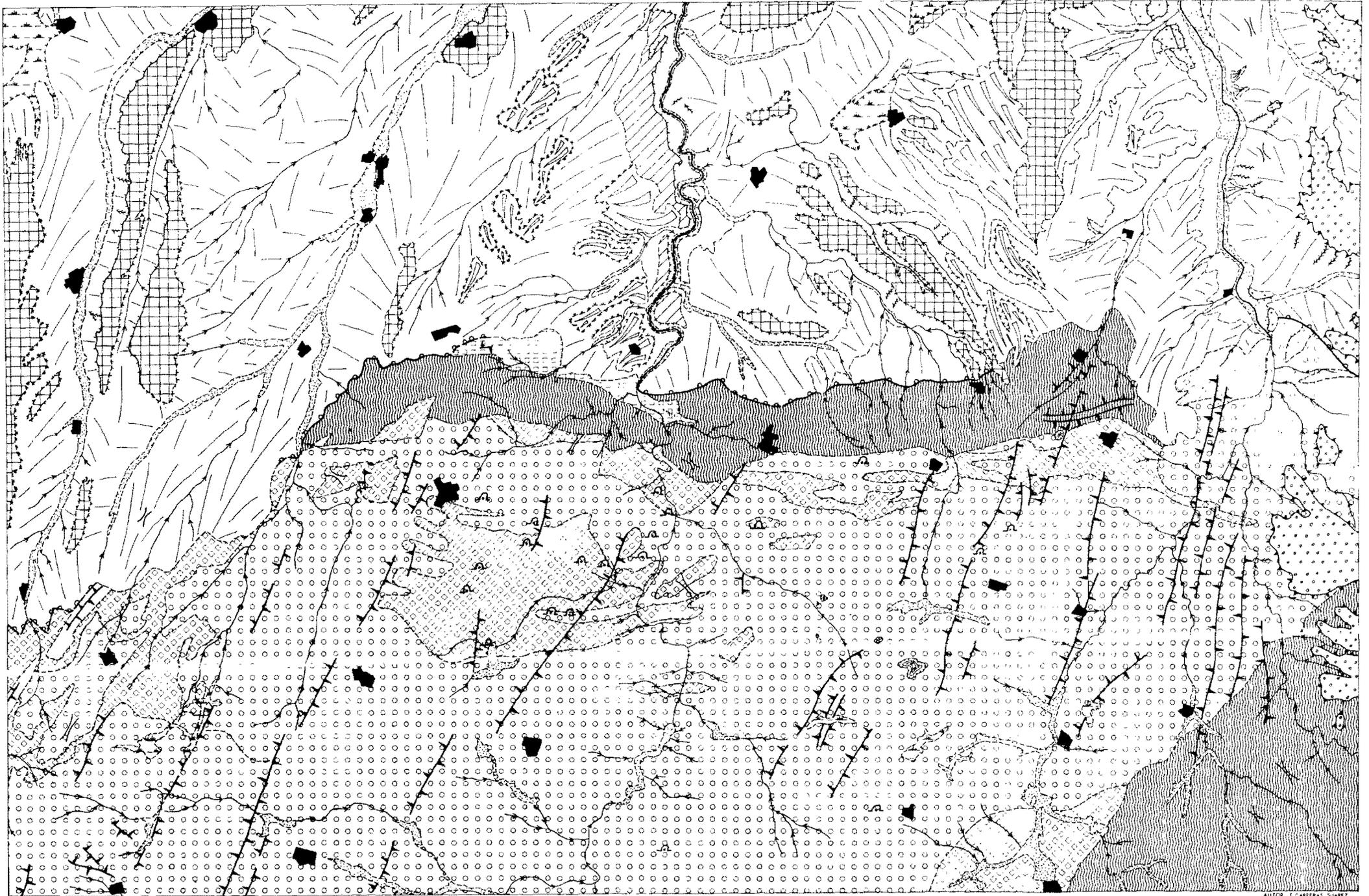


Figura 7.—Curvas granulométricas de las arenas de las Unidades de Pozanco (16-20) y Vallehernando (15-20).



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

AUTOR: F. CASERAS SUAREZ  
J. M. PORTERO GARCIA  
M. URRUTIA GARCIA

## LEYENDA

### MODELADOS ESTRUCTURALES

 Crestones debidos a diques de rocas duras

### MODELADOS DEPOSICIONALES

 Superficie pre-raña

 Superficies con a sin depósito

 Terrazas fluviales

 Valles de fondo plano

 Areas endorreicas o semiendorreicas (encharcables)

 Conas de deyección

### SUPERFICIES POLIGENICAS

 Superficie inferior con depósito y con a sin manto de arenas eólicas

### VERTIENTES

 Vertientes regularizadas

 Paleoverdientes regularizadas con perfil cóncavo

### MODELADO EN TERRENOS GRANITICOS Y METAMORFICOS

 Morfología granítica con Inselbergs de bloques esféricos

 Morfología granítica con Inselbergs de bloques paralelepédicos

 Morfología granítica con Inselbergs de bloques subesféricos

 Relieves alomados con vertientes normalmente regularizadas

### RED FLUVIAL

 Couces activas (Adaja, Valtaya)

 Barrancos de incisión lineal

 Cárcavas

 Colladas de divergencia fluvial

### OTRAS FORMAS (PRINCIPALMENTE DE EROSION)

 Cubetas de deflacción, temporalmente encharcadas

### MODELADO ANTROPICO

 Nucleas urbanos

 Canteros

### ESCARPES

 Escarpe de falla

 Escorpe de fallo suavizado

 Escorpe neta en superficie pre-raña

 Escorpe neta (terrazas, vertientes, superficies...)

 Escorpe suavizado

 Escorpe supuesta

serie ha permitido observar *Abies* sp. y *Pinus* tipo *diploxylon*, además de *Alnus* sp., *Quercus* tipo *ilex coccifera*, etc.

Se destaca la escasa representación de las Gimnospermas y árboles, y el predominio de las herbáceas, en especial de las compuestas. También es bastante abundante el género *Tylla*, planta lacustre.

Entre los minerales pesados, domina principalmente la turmalina (18-40 %), andalucita (10-35 %), granate (3-30 %), zoisita (5-15 %), etc., acusándose no sólo la presencia cercana del macizo granítico, sino también de un borde paleozoico, dada la alta presencia de andalucita como mineral más característico.

En cuanto a microfauna, resaltamos únicamente la presencia de *Ilyocypris gibba* e *Ilyocypris* aff. *brady*, de escaso valor cronoestratigráfico.

La unidad se puede interpretar pensando en que la mayor parte del sedimento procede de coladas o flujos densos de granos, más o menos canalizados, probablemente en un medio de abanico aluvial. Esporádicamente aparecen canales fluviales efímeros y poco sinuosos.

### 2.3.2 MIOCENO SUPERIOR

Como hemos dicho anteriormente, está caracterizado por una serie de materiales depositados en régimen torrencial y fluvio torrencial, en el que se ha distinguido una serie de unidades con características litológicas que permiten su diferenciación según las descripciones que a continuación se realizan.

A todas las unidades en esta Hoja se las atribuye una edad Válesiense.

#### 2.3.2.1 Brechas y paraconglomerados de matriz arcósica. Proporción de cantos, principalmente plutónicos, superior al 50 por 100. «Unidad Calzadilla» (Tag<sub>c11</sub>)

Esta unidad está caracterizada por un conjunto de cantos y bloques, angulosos y subangulosos, principalmente de procedencia plutónica, con una proporción de cantos respecto a la matriz superior al 50 por 100. La matriz es eminentemente arcósica, y la génesis del conjunto se la supone torrencial, no pudiendo considerar esta unidad como un ápice, al no haber criterio para su confirmación.

La «Unidad de Calzadilla» se presenta en forma de pequeños isleos a lo largo del borde del plutónico y metamórfico, en contacto tectónico con éstos, y cabalgada por los mismos.

En la zona de Monsalupe, en puntos más cercanos al borde, el tamaño máximo de los cantos observados es de 64 cm., el más común de 8 cm. y el tamaño medio de 26 cm. El 80 por 100 de éstos son granodioritas, el 8 por 100 metamórficos, principalmente cuarcitas, y el resto constituido por aplitas y rocas filonianas. En puntos más alejados del borde, el tamaño máximo es del orden de 46 cm., el más común entre 3 y 4 cm. y el medio de 8-9 cm.

A medida que nos desplazamos hacia el Este, va decreciendo el porcentaje de cantos de origen plutónico y aumentando los metamórficos, de tal forma que en la parte central de la Hoja, en Zorita, el 65 por 100 son plutónicos y el 35 por 100 restante metamórficos.

### 2.3.2.2 **Fangos arcósicos con cantos de procedencia plutónica. «Unidad Peñalba»** (TG<sub>c11</sub><sup>Bc</sup>)

Se caracteriza esta unidad por arcosas, normalmente son fangosas, de tonos beige rojizos, englobando cantos en su mayor parte de procedencia plutónica, y en una proporción comprendida entre el 15 y el 50 por 100.

Todo el conjunto se presenta desorganizado, y ocasionalmente se distingan niveles más o menos lenticulares cementados por carbonatos.

El depósito de esta unidad suponemos puede corresponder a una zona proximal-media, siendo el medio de tipo torrencial. Podría pensarse en un sistema de corrientes tractivas, en régimen de flujo alto (*Upper flow regime*), lo que justificaría la desorganización del sedimento. El que este flujo alto tenga lugar, viene favorecido por tratarse de un mecanismo tipo *flash flood*, que traería consigo un aumento de la irregularidad del régimen, así como por tratarse posiblemente de corrientes poco profundas que dificultan la formación de dunas, estratificación cruzada, etc., complementado además por la existencia de material grueso en el sedimento.

Esta unidad proviene lateralmente de la anteriormente descrita, considerándose igualmente como un depósito torrencial.

### 2.3.2.3 **Arcosas blanco rojizas con cantos dispersos y areniscas feldespáticas cementadas por carbonatos. «Unidad Villafior»** (TS<sub>c11</sub><sup>Bc</sup>)

En áreas nor-occidentales de la Hoja y como paso lateral de la «Unidad Peñalba», aflora un conjunto de arcosas blanco rojizas, desorganizadas, entre las que se intercalan más o menos abundantes niveles de areniscas feldespáticas lenticulares, cementadas por carbonatos, con una matriz práctica-

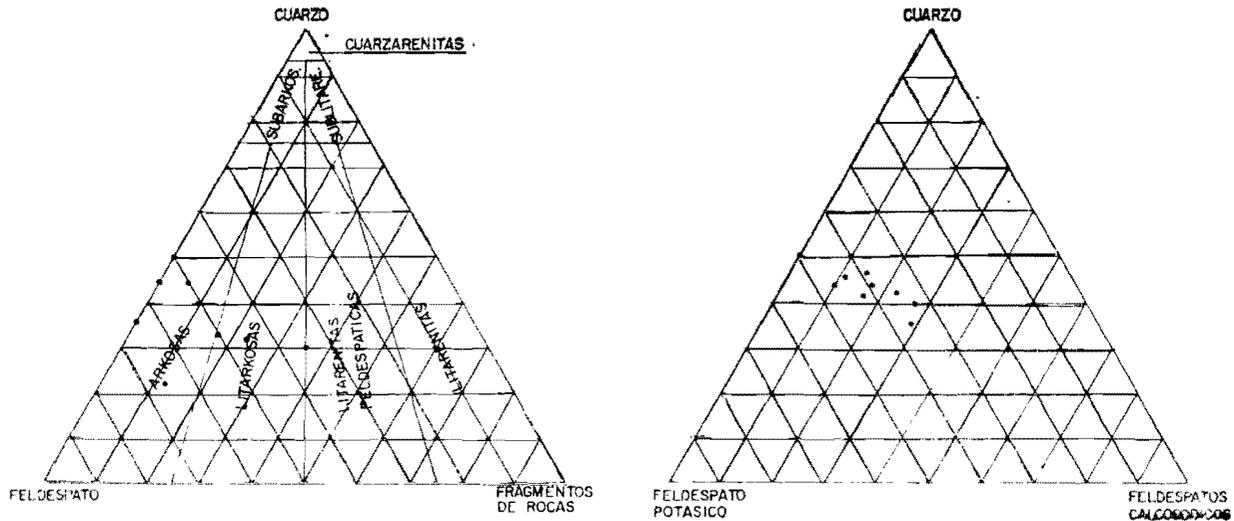


Figura 8.—Composición mineralógica de las arenas de la facies de San Pedro del Arroyo.

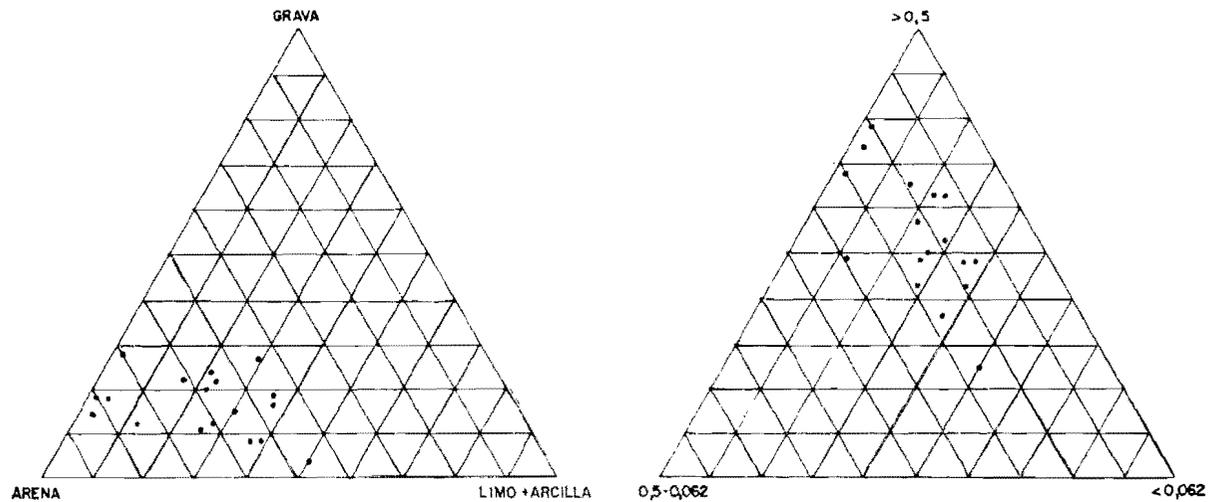


Figura 9.—Composición granulométrica de las arenas de la Facies de San Pedro del Arroyo.

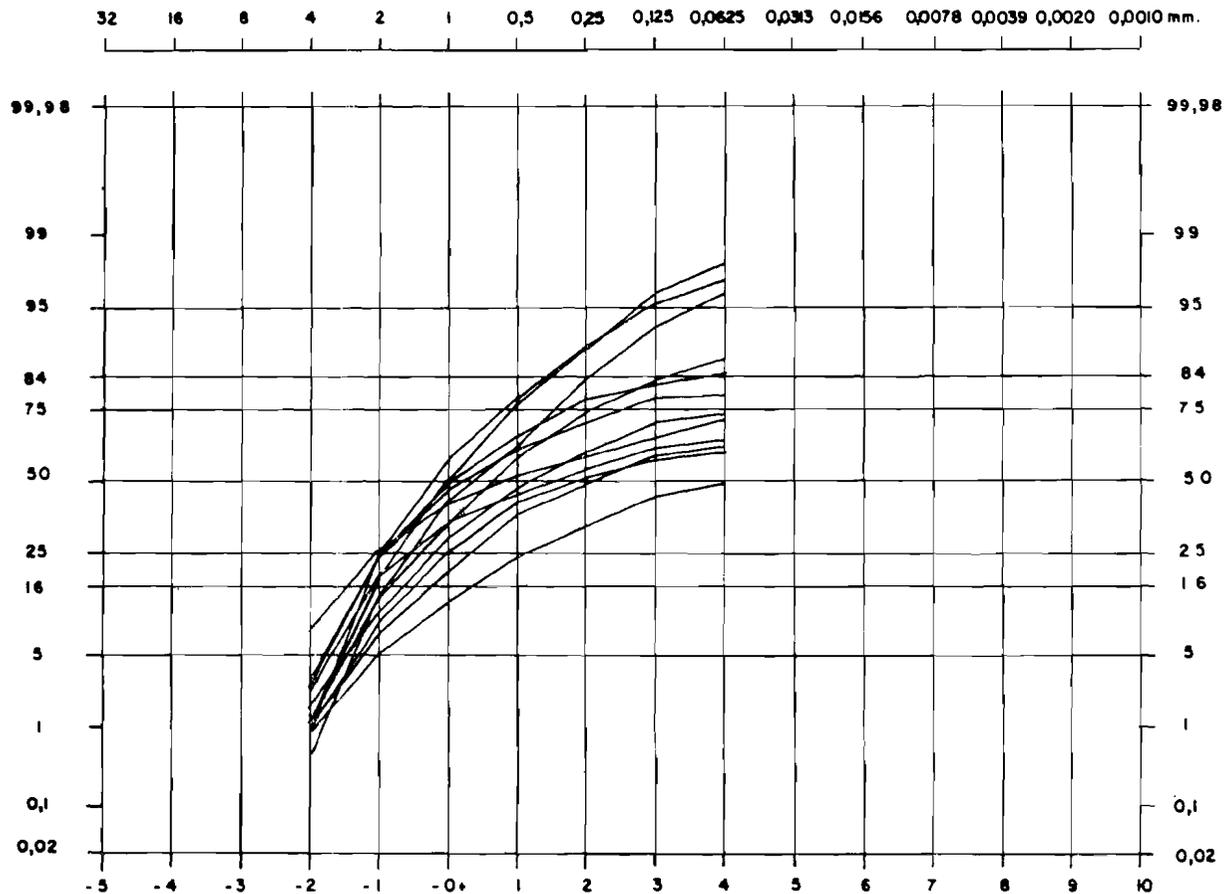


Figura 10.—Curvas granulométricas de las arenas de la Facies de San Pedro del Arroyo.

mente igual a los tramos sin cementar. Todo el conjunto engloba cantos dispersos de diferente tamaño, en su mayor parte de procedencia plutónica.

La proporción de cuarzo varía entre un 25-30 por 100, feldespato potásico alrededor del 25 por 100, feldespato calcosódico entre un 15-20 por 100, y fragmentos de rocas calizas entre un 15-20 por 100.

#### 2.3.2.4 Fangos arcósicos beige rojizos. «Facies San Pedro del Arroyo» (TF<sub>S<sub>c11</sub></sub><sup>Bc</sup>)

Las «facies de San Pedro del Arroyo» ya han sido descritas anteriormente por CORRALES, I. *et al.* (1978).

Fundamentalmente está formada por arenas arcósicas fangosas, de grano grueso a microconglomerático, con cantos muy aislados, en su mayoría de procedencia plutónica. El tono de la serie es rojo blanquecino, y el espesor visible medido en la limítrofe Hoja de Mirueña es del orden de los 80 m.

Esta facies se extiende en toda la franja norte de la Hoja de Cardeñosa, consistiendo principalmente en arcosas y litarcosas, figura 8.

La composición y curvas granulométricas vienen expresadas en las figuras 9 y 10, que se acompañan.

En cuanto a los minerales pesados, el más abundante es el circón (36-77 %), y en menor proporción rutilo (0-7 %), andalucita (0-10 %), turmalina (0-6 %), zoisita (0-8 %), monacita (0-3 %), etc.

Este tipo de depósito en realidad no creemos que sean propiamente coladas, sino corrientes tractivas normales en régimen de flujo alto. Son corrientes poco profundas, con material con tamaño de grano grueso, y sin estratificación cruzada.

#### 2.3.2.5 Brechas y paraconglomerados con matriz arcilloso-arcósica. Proporción de cantos, principalmente metamórficos, superior al 50 por 100. «Unidad Escalonilla» (TAp<sub>c11</sub><sup>Bc</sup>)

Esta unidad está caracterizada por un conjunto de cantos y bloques angulosos, principalmente de procedencia metamórfica, con una proporción de cantos respecto a la matriz superior al 50 por 100. La matriz es arcósico-arcillosa, y la génesis del conjunto se la supone de origen torrencial, no pudiendo considerar esta unidad como un ápice, al no haber criterios para su confirmación. Se la puede asimilar a una colada.

La «Unidad Escalonilla» aflora en la zona oriental, en los puntos más cercanos al borde de los materiales plutónicos y metamórficos, en contacto tectónico con éstos, y cabalgada por los mismos.

Al norte de Escalonilla, y en puntos más cercanos al borde, el tamaño máximo de los cantos observados es de 30 cm., el tamaño más común es de 3 cm., así como el tamaño medio oscila entre 5-6 cm. El 92 por 100 de los cantos son de origen metamórfico, principalmente esquistos angulosos, y el resto de procedencia plutónica, en particular granodioritas, aplitas y rocas filonianas.

### 2.3.2.6 Fangos arenoso-arcillosos rojos con cantos de procedencia metamórfica. «Unidad Mingorría» (TP<sub>c11</sub><sup>Bc</sup>)

Se compone de fangos arenoso-arcillosos rojos englobando cantos, principalmente de procedencia metamórfica, y en una proporción comprendida entre el 15-50 por 100.

Esta unidad proviene lateralmente de la anteriormente descrita, considerándose como una colada de origen torrencial, zona media de abanico.

Todo el conjunto se presenta desorganizado.

### 2.3.2.7 Fangos arenoso-arcillosos rojos. «Unidad Olalla» (TFa<sub>c11</sub><sup>Bc</sup>)

La «Unidad Olalla» se compone fundamentalmente por un conjunto monótono de fangos arcilloso-arenosos rojos, desorganizados, con cantos dispersos englobados, de procedencia metamórfica y plutónica.

Esta unidad se centra principalmente en los alrededores de la localidad de Pozanco, en la zona nor-central de la Hoja.

### 2.3.2.8 Fangos arenoso-arcillosos rojos, con canales aislados. «Unidad Peromingo» (T<sub>c11</sub><sup>Bc2</sup>)

Está situada en la franja nor-oriental de la Hoja, recubriendo en posible disconformidad los depósitos de la «Facies San Pedro del Arroyo», y formando parte del abanico de Villacastín-Adanero.

Se encuentra constituido por fangos arcóscicos-arcillosos microconglomeráticos con cantos dispersos englobados dentro del conjunto, plutónicos y metamórficos y heterométricos, en general de 20-25 cm. de tamaño máximo. El tono general de la serie es ocre-rojizo. Esporádicamente se intercalan niveles húmicos penetrantes.

Principalmente, hacia la parte alta de la serie se intercalan paleocanales arenosos conglomeráticos, de pequeñas dimensiones, baja relación anchura/profundidad, y sección semicircular. Las arenas presentan estratificación cruzada en surco.

El espesor visible de la serie es del orden de los 100 m.

El sentido de los aportes es hacia el Norte.



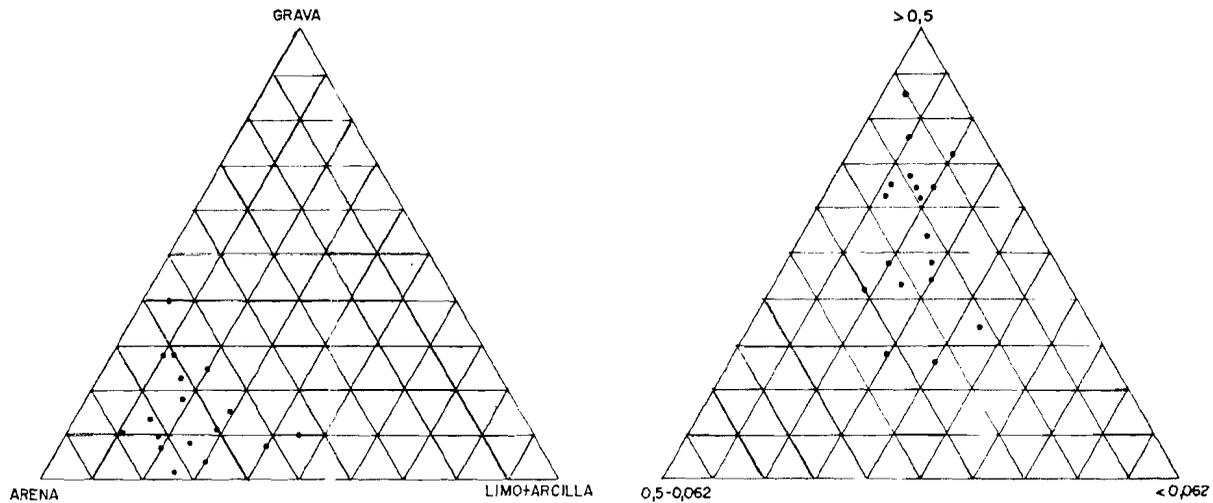


Figura 12.—Composición granulométrica de las arenas de la Unidad de Peromingo.

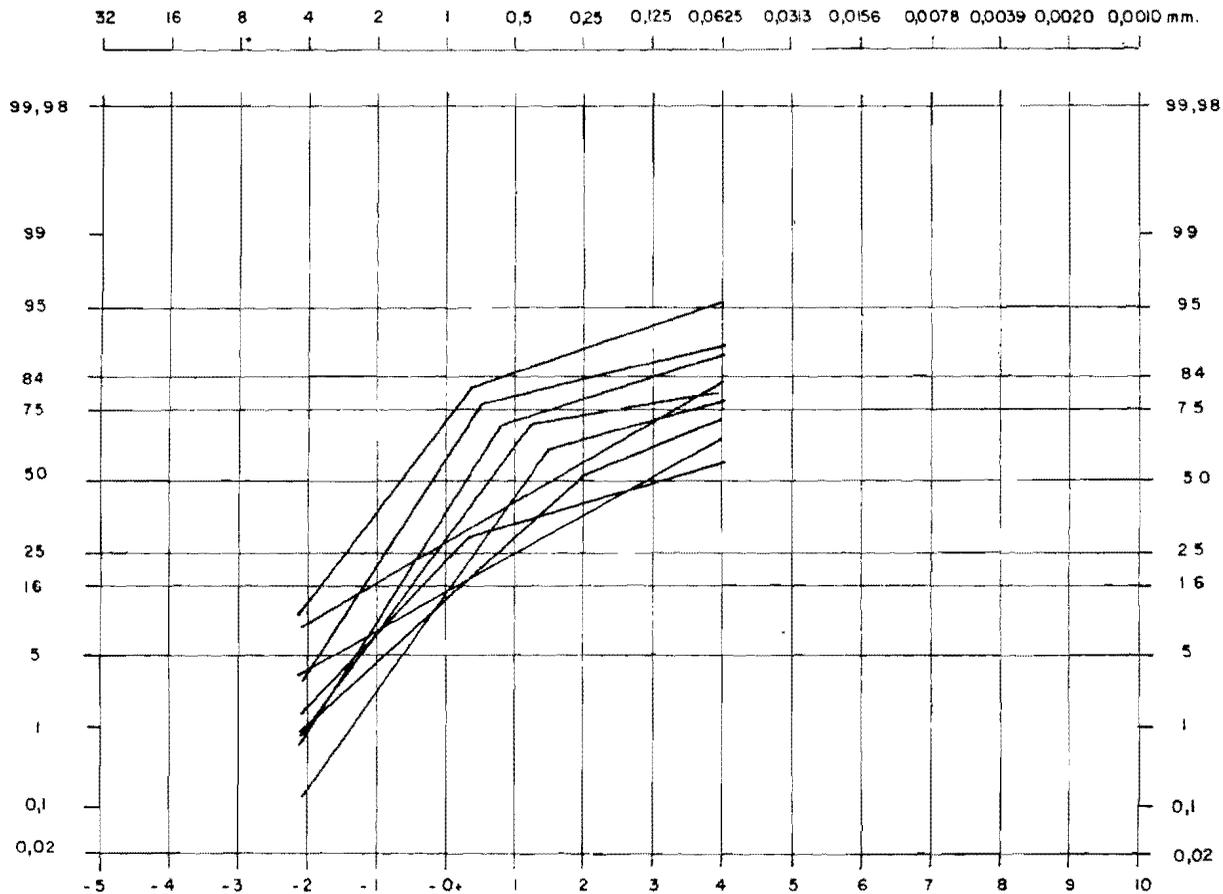


Figura 13.—Curvas granulométricas de las arenas y fangos de la Unidad de Peromingo.

en la localidad de Ojos Albos y se extiende suavemente hacia áreas septentrionales.

Se trata de paleocanales cementados por carbonatos, con gravas de cuarzo y cuarcitas, intercalados entre niveles arenosos, con suelos rojos probablemente transportados.

Según observaciones regionales y particularmente en áreas próximas a ésta (MOLINA com. pers.) se ha puesto de manifiesto que sobre esta superficie o «piedemonte superior» se encaja el característico depósito de «raña», por lo que la edad de este aplanamiento morfológico y sus depósitos se han atribuido al Plioceno.

## 2.5 CUATERNARIO Y FORMACIONES SUPERFICIALES

El Cuaternario se localiza principalmente en la Hoja de Cardeñosa en la mitad septentrional, dando lugar a extensos recubrimientos apoyados principalmente sobre los materiales terciarios.

Entendemos como formaciones superficiales, el conjunto de materiales no coherentes ligados directamente con la evolución del relieve que se observa en la actualidad, y cuya característica general es la de poseer escaso espesor.

Las formaciones superficiales que se distinguen en esta Hoja pueden asociarse a los siguientes tipos fundamentales de modelado del relieve:

- Modelado de las vertientes (V).
- Modelado fluvial (F).
- Modelado fluvial en zonas endorreicas (N).
- Asociadas a procesos complejos (C).
- Asociadas a glaciares y abanicos antiguos (PR).

Sobre los recubrimientos y rocas del sustrato, se desarrollan distintos tipos de suelos, que en buena parte dependen del tiempo, condiciones físico-químicas, pendiente y climatología.

De las diferentes clasificaciones de suelos actualmente en uso, se sigue fundamentalmente la de la escuela francesa de acuerdo con los criterios de DUCHAUFOUR (1977), por ser esta clasificación genética, basada en rasgos y caracteres de los perfiles que pueden ser identificados directamente en campo. No obstante, pueden aparecer términos que aparecen definidos en el Mapa de Suelos de España a escala 1:1.000.000 del Instituto Nacional de Edafología y Agrobiología del C. S. I. C. (1968), que corresponden a perfiles típicos y bien establecidos. Nos referimos concretamente a las «Tierras pardas meridionales», muy bien representadas en ciertas zonas del borde sur de la cuenca. Este tipo de suelos corresponde, en términos generales, a los *sols bruns acides* de la clasificación elegida para condiciones genéticas de tipo mediterráneo (s.l.).

Los suelos más importantes existentes en el ámbito de la Hoja son:

- Suelos pardos lixiviados truncados.
- Suelos aluviales.
- Suelos salinos.
- Tierras pardas meridionales.
- Suelos *ranker*.
- Suelos rojos fersialíticos.
- Suelos de evolución particular.

#### 2.5.1 TERRAZAS (Q<sub>1</sub>T<sub>3</sub>, Q<sub>1</sub>T<sub>4</sub>, Q<sub>1</sub>T<sub>5</sub>, Q<sub>2</sub>T<sub>19</sub>) (Fb)

Están representadas terrazas fluviales, principalmente del río Voltoya, y exclusivamente la Q<sub>2</sub>T<sub>19</sub> del Adaja. En cualquier caso este tipo de depósito no se encuentra muy desarrollado en el ámbito de esta Hoja.

En el mapa de formaciones superficiales vienen distinguidas con la sigla Fb.

Por correlación con la limítrofe Hoja de Nava de Arévalo, se destacan las Q<sub>1</sub>T<sub>3</sub>, Q<sub>1</sub>T<sub>4</sub> y Q<sub>1</sub>T<sub>5</sub> del sistema Voltoya, y correspondientes al Pleistoceno.

Están constituidas por arcosas, ocasionalmente litarcosas, con gravas de cuarcitas dominantes.

#### 2.5.2 DEPOSITOS DE SUPERFICIES (Q<sub>1</sub>S<sub>9</sub>, Q<sub>1</sub>S<sub>11</sub>, Q<sub>1</sub>S<sub>12</sub>, Q<sub>1</sub>S y Q<sub>1</sub>S<sub>16</sub>) (Cf)

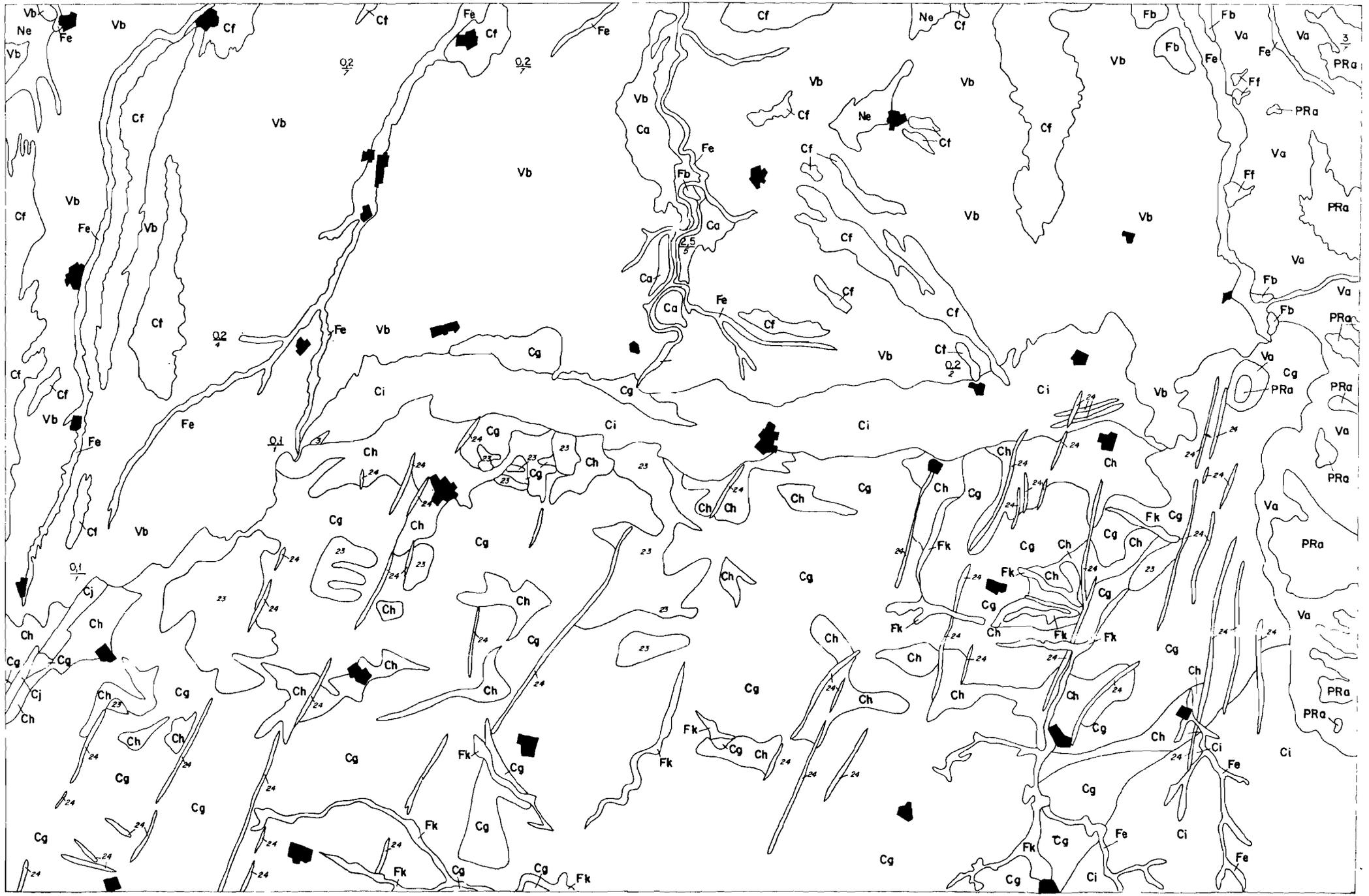
En los mapas geológico y geomorfológico se ha distinguido una serie de planicies, situadas a diferentes niveles, de problemática relación con la red fluvial actual, e igualmente dificultosa su correlación a medida que nos desplazamos hacia los bordes de la Cuenca del Duero.

Estas superficies, que en los bordes presentan pendiente en las zonas meridionales de la mitad septentrional de la Hoja, se quedan colgadas (Q<sub>1</sub>S), no permitiendo el enlace con las que se desarrollan en graderío en la limítrofe Hoja de Nava de Arévalo, excepción hecha de la Q<sub>1</sub>S<sub>9</sub>.

Estas superficies se encuentran cortadas por el sistema fluvial actual de orientación general S-N.

La mayor parte de estas superficies se presentan sin depósito, o a lo sumo con grandes bloques de dimensiones entre 1/2 y 1 m<sup>3</sup>. Cuando el depósito existe, se trata de arenas arcósicas beige rojizas, con abundantes gravillas de feldespato y cuarzo, angulosas y subangulosas.

Los suelos que normalmente están asociados a estas superficies son del tipo pardo lixiviados (pardo no calizos). Por observaciones en zonas próximas podemos indicar que el perfil más corriente es del tipo Ap-Bt-CR.



## AFLORAMIENTO DE ROCAS DEL SUSTRATO Y/O SUSTRATO (TERCIARIO)

- 1 Conglomerados de rocas plutónicas.
- 4 Fangos arcósicos y conglomerados de rocas plutónicas.
- 7 Fangos arcósicos y arcosas.
- 21 Esquistos, grauwacas y esquistos nodulosos.
- 22 Diabasas.
- 23 Rocas graníticas.
- 24 Rocas filonianas duras.

## ESPESOR

- $\frac{11}{7}$  Espesor total y sustrato.

## SIGNOS CONVENCIONALES

- ~~~~~ Contacto entre formaciones superficiales.  
● Núcleos urbanos.

## FORMACIONES SUPERFICIALES

### V — ASOCIADAS AL MODELADO DE LAS VERTIENTES

*Derivadas de terrazas (Fb y Fb'), superficie pre-raña (PRA), conglomerados de rocas plutónicas y metamórficas (1 y 2), fangos arcósicos y conglomerados de rocas plutónicas y metamórficas (4 y 5), etc., rocas graníticas (23), etc.*

Va — Gravas cuarcíticas, limos y arcillas. Horizontes rojos.

Vb — Fangos, limos y gravas de cuarcita y cuarzo. Proporción de cantos menor al alejarse de las formaciones superficiales de que derivan.

Vg — Coluviones de bolos y bloques de granitos y pórfidos con matriz arcósica. Canchales.

### N — ASOCIADAS AL MODELADO FLUVIAL EN ZONAS ENDORREICAS

*Derivadas de otras formaciones superficiales (Ca) y en parte de fangos arcósicos (7).*

Ne — Arenas, limos y arcillas, probablemente hinchables. Abundante materia orgánica. Sales solubles presentes. Suelos de fondo de charca.

### F — ASOCIADAS AL MODELADO FLUVIAL

*Derivadas de terrazas (Fb y/o Fb') y fangos arcósicos (7).*

Fb — Arcosas pardo rojizas con gravas de cuarcita dominante. Frecuentes pavimentos de cantos de superficie. Suelos rojos ferriálicos decapitados. Sustrato frecuentemente alterado con concentración de carbonatos pulverulentos. Terrazas.

*Derivadas de otras formas superficiales (Ca, Ea, etc.).*

Fe — Arenas y limos arcillosos. Materia orgánica. Suelos aluviales.

Ff — Gravas y limos. Conos de deyección.

*Derivadas de rocas graníticas (23).*

Fk — Arcosas con matriz limo-arcillosa y abundante materia orgánica.

*Derivadas de esquistos (21).*

Fl — Arcillas, limos y arenas con cantos de cuarcita y materia orgánica.

### C — ASOCIADAS A PROCESOS COMPLEJOS

*Derivadas de otras formaciones superficiales (Fb', Fb, etc.) y en parte de formaciones arcósicas (7) y asociadas al modelado fluvial y eólico.*

Ca — Arcosas blanquecinas con alguna gravilla de cuarzo. Localmente a techo limos pardos de inundación. Ocasionalmente fases de arenas eólicas intercaladas. Recubrimiento de arenas eólicas menor de 1 m.

*Derivadas de fangos arcósicos y conglomerados de rocas plutónicas (4) y fangos arcósicos y conglomerados de rocas metamórficas (5), así como fangos arcósicos con cantos dispersos (6), y asociadas al modelado fluvial, eólico, etc.*

Cf — Arenas arcósicas beiges rojizas, abundantes gravillas de feldespato y cuarzo, angulosas y subangulosas.

*Derivadas de rocas graníticas (23) y filones de cuarzo y pórfidos (24).*

Cg — Arcosas de grano medio a grueso, con cantos angulosos de rocas graníticas. Abundantes bolos graníticos. Gran proporción de afloramientos del sustrato.

Ch — Arcosas de grano medio a grueso, con cantos angulosos de rocas graníticas. Abundantes bolos graníticos. Afloramientos del sustrato escasos. Alteración profunda. Lehm granítico. Frecuentes cantos de cuarzo en la zona con abundancia de filones.

*Derivadas de cuarcitas (17), pizarras (19) y esquistos (21).*

Ci — Limos y arcillas pardo rojizas con cantos de esquistos, cuarcita, y alguno de cuarzo filoniano.

*Derivadas de diabasas (22).*

Cj — Arcillas limolíticas con abundantes bolos de diabasas.

### PR — ASOCIADAS A GLACIS Y ABANICOS ANTIGUOS

Pra — Canales de gravas cuarcíticas más o menos cementadas, arenas, limos y arcillas rojizas. Gravas cuarcíticas.

### 2.5.3 DEPOSITOS DE LA SUPERFICIE DE COCA-AREVALO. «UNIDAD DE AREVALO» ( $Q_1S_{16}$ ) (Ca)

La superficie de Coca-Arévalo (Superficie de Coca, PEREZ GONZALEZ, A., 1979), se encaja en las unidades anteriormente descritas, dando lugar a una extensa planicie que se desarrolla ampliamente en las Hojas septentrionales, y sobre las que se sitúa frecuentemente un manto de arenas eólicas de potencia variable.

Los depósitos de esta superficie (denominados «Facies Arévalo» por CORRALES, I. *et al.* (1978), se han incluido en el grupo de formaciones superficiales complejas (Ca), dado que en la génesis del mismo intervienen al menos procesos fluviales y eólicos. Pensamos que sobre una gran superficie de glaciplanación, se instala una red fluvial trenzada (*braided*), con depresiones adyacentes, y con depósito arcilloso y aporte lateral de arena. En las márgenes del río, existirían dunas perifluviales (PUIGDEFABREGAS, C., com. pers.). La distribución en planta de estos elementos dentro de la superficie, cambiaría a lo largo del tiempo, lo que da lugar a depósitos complejos. Así, en la limitrofe Hoja de Nava de Arévalo podemos encontrar secuencias de canales de arcosas más o menos gruesas, interceptadas por depósitos arcillosos o por dunas y secuencias granodecrecientes, debidas a los desbordamientos, etc.

Las facies canalizadas presentan estratificación cruzada de surco. Ocasionalmente pueden aparecer barras con gravas de cuarzo y curcita, y estratificación cruzada tabular. Hacia Hojas más septentrionales, las facies de llanura de inundación, o depresiones arcillosas, presentan alternancias centimétricas de arenas medias a gruesas, y limos micáceos con estructuras de laminación debidas a *ripples* y *convoluted*, por expulsión de fluidos. Las intercalaciones eólicas tienen estratificación cruzada tabular de gran escala, con *fore sets* de 5 a 10 cm. y leves discordancias por avalancha (PUIGDEFABREGAS, C., com. pers.), siendo arenas medias a gruesas bien seleccionadas, redondeadas, con gran proporción de granos mates.

Litológicamente, las arenas de la «Unidad de Arévalo» son arcosas (figura 14), con escasa proporción de fango. Su composición granulométrica, así como las curvas granulométricas de las arenas y fangos vienen expresadas en las figuras 15 y 16.

En esta Hoja, el espesor visible de esta Unidad oscila entre 1 y 8 m., desarrollándose ampliamente hasta los 28 m. en la vecina Hoja de Nava de Arévalo.

Cuando las facies de limos de inundación quedan preservadas en superficie, sobre ellas se desarrollan suelos de tipo tierra parda meridional, con perfiles A (B), (B)/C, C, estando el horizonte A removido por acción antrópica. En el caso de quedar sobre la superficie materiales arcósicos, se dan suelos de evolución muy particular, con diversos grados de evolución de

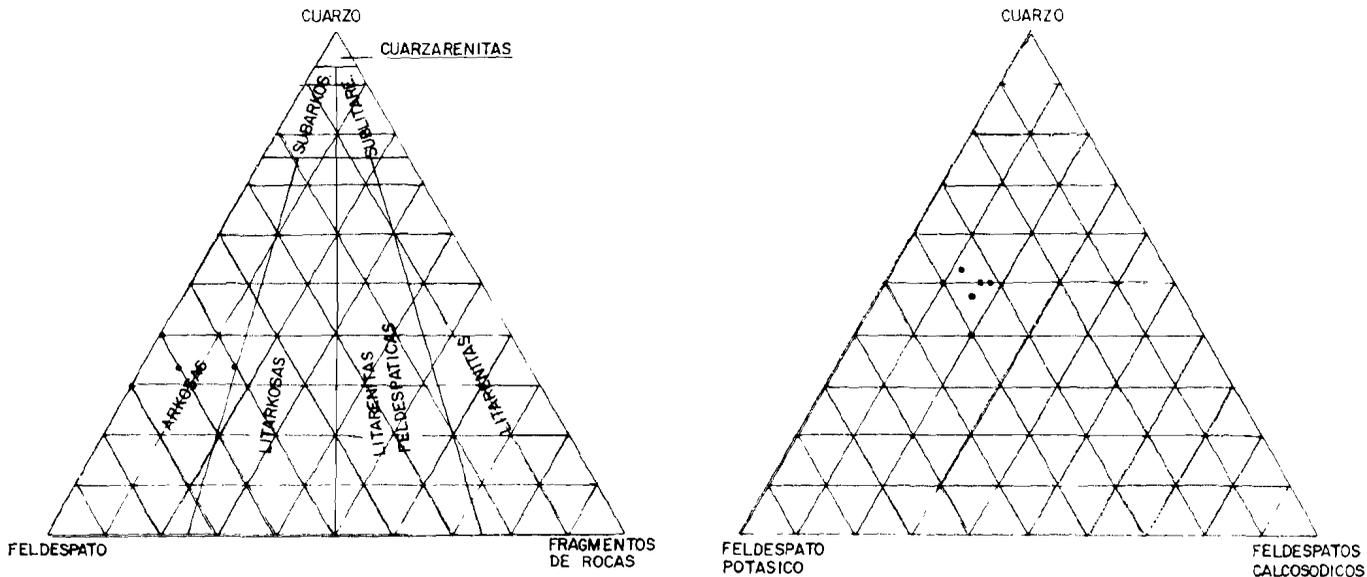


Figura 14.—Composición mineralógica de las arenas de la Unidad de Arévalo.

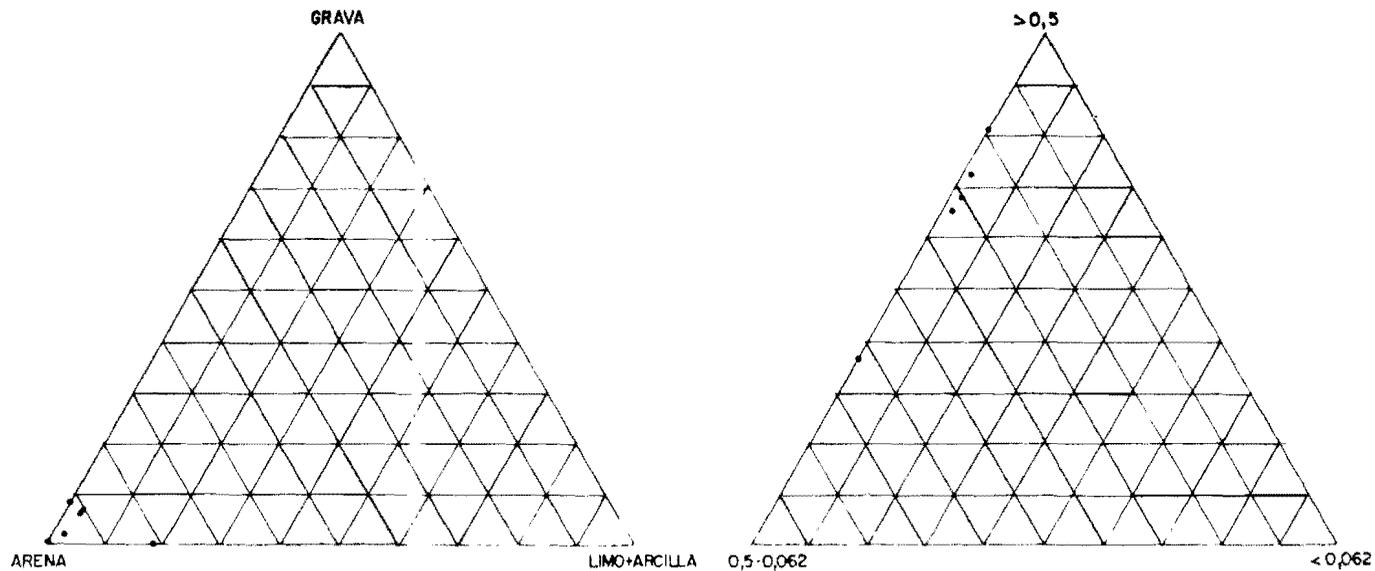


Figura 15.—Composición granulométrica de las arenas de la Unidad de Arévalo.

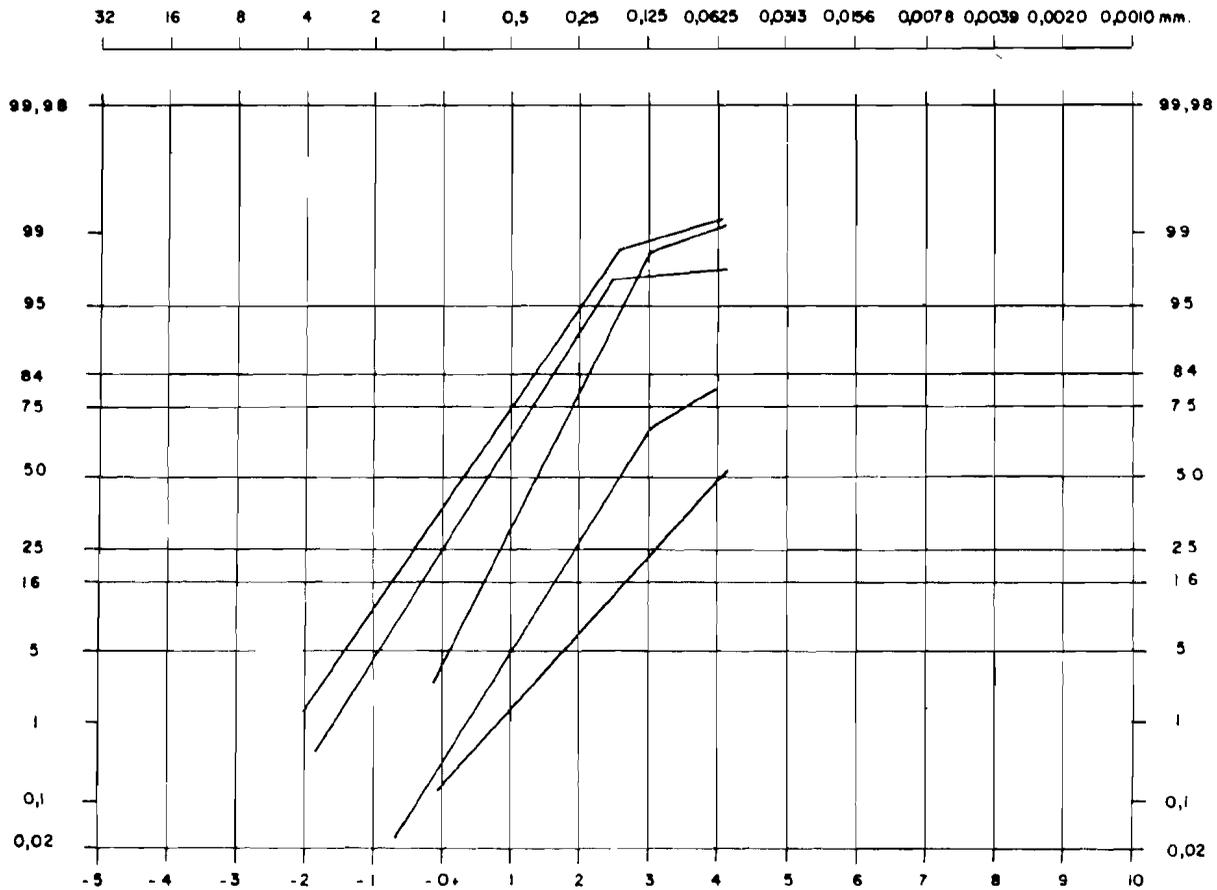


Figura 16.—Curvas granulométricas de las arenas y fangos de la Unidad de Arévalo.

perfiles que dependen del grado de lavado del material coloidal que presentan. El perfil más complejo que pueda darse es del tipo A<sub>0</sub>, A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, B, C, con una potencia total que puede llegar a los 80 cm.

En cuanto a los minerales pesados de la «Unidad de Arévalo», domina el granate con una proporción del 6-48 por 100; la turmalina, 22-30 por 100; andalucita, 12-18 por 100, y en menor proporción circón, rutilo, etc.

#### 2.5.4 CONOS DE DEYECCION (Q<sub>2</sub>Cd) (Ff)

Relacionados con las salidas de pequeños barrancos laterales excavados en la masa de fangos del Terciario se localizan isleos de conos de deyección que hemos distinguido en el mapa de suelos como {Ff}, estando compuestos por cantos principalmente cuarcíticos, procedentes en su mayoría de la superficie pre-raña, englobados en una matriz arenoso-arcillosa.

#### 2.5.5 DEPOSITOS ALUVIALES. FONDOS DE VALLE (Q<sub>2</sub>Al) (Fe, Fk, Fl)

Están constituidos en general por arenas y limos arcillosos, con o sin gravas, ligados a cursos normalmente estacionales, y de espesor variable, entre 1 y 3 metros.

La mayor parte de los perfiles de los suelos existentes son poco evolucionados, del tipo AC, pudiendo aparecer también perfiles A(B)C, con una marcada incorporación de la materia orgánica, en los de mayor evolución.

Con arreglo al sustrato sobre el que se instalan, se han distinguido tres tipos de depósitos: Fe, sobre sustrato terciario; Fk, sobre rocas plutónicas, en las que dominan las arcosas con matriz limo-arcillosa y abundante materia orgánica, y Fl, sobre rocas metamórficas, compuestas por arcillas, limos y arenas con cantos de cuarcita y materia orgánica.

#### 2.5.6 DEPOSITOS DE SUPERFICIES SEMIENDORREICAS (Q<sub>2</sub>L) (Ne)

En relación con pequeños cursos fluviales, se incluyen en este apartado las superficies potencialmente encharcables, debido a la escasa pendiente de la región.

Los materiales que los componen son principalmente arenas blanquecinas, limos y arcillas probablemente hinchables, con abundante materia orgánica, y presencia de sales solubles.

La formación superficial asociada a estos depósitos sería del tipo de suelos salinos, siendo el perfil del tipo AC, estando el horizonte A más o menos degradado y el C con rasgos de hidromorfismo.

En la parte superior de este perfil, pueden conservarse localmente acumulaciones de sales blanquecinas que corresponden a etapas de estiaje.

El espesor de estas acumulaciones puede llegar hasta los 2 metros.

### 2.5.7 DEPOSITOS DE VERTIENTES. COLUVIONES RECIENTES (Q<sub>2</sub>C) (Va, Vb, Vg)

La mayor parte de estos depósitos no han sido incluidos en el mapa geológico, salvo en aquellos casos que, por su espesor considerable, impedirían en amplias zonas la interpretación del sustrato.

Se trata de depósitos derivados de terrazas, de la superficie pre-raña, del sustrato terciario, así como de rocas plutónicas y metamórficas.

### 2.5.8 SUPERFICIE PRE-RAÑA (PRa)

Esta superficie, que ya ha sido descrita anteriormente en el apartado correspondiente al Plioceno, da lugar en el Este a un tipo de depósito de gravas cementadas, con arenas y limos, que superficialmente dan un plano-suelo, no tan evidente como el clásico de la raña, con un canturreal superficial de cantos en general de cuarcitas más o menos rubefactados, de tamaño máximo de 25 cm., siendo los más comunes entre 1 y 8 cm., y el tamaño medio de 6 cm. El 95 por 100 de los cantos son cuarcitas subangulosas, y el 4 por 100 de cuarzo, estando englobados en una matriz arcilloso-arenosa parda. Hacia el Sur, aumenta progresivamente el tamaño de los cantos, así como la proporción de matriz. Los suelos rojos de la pre-raña son suelos rojos transportados (litocromos).

## 2.6 EDAD E INTERRELACIONES DE LAS UNIDADES DEL TERCIARIO

Sintetizando los datos obtenidos no sólo de la presente Hoja, sino del conjunto de las realizadas por la agrupación temporal CGS, S. A. -IMINSA durante los años 1978-1979, que han proporcionado un corte transversal completo N-S de la cuenca del Duero, complementados por la existencia de la bibliografía regional, se han diferenciado una serie de facies y unidades cuyas características sintetizadas se exponen en las respectivas Hojas occidentales y septentrionales.

En los referentes a la de Cardenosa, destacamos en primer lugar un conjunto de materiales de facies fluviales con paleocanales, procedentes del Oeste, cuya característica principal es la silicificación que presentan, así como la intercalación de suelos lateríticos con fragmentos bauxitíferos y lateríticos transportados, y que aún a pesar de su semejanza con las «facies Utrillas», se la ha atribuido una edad paleógena con arreglo a la bibliografía regional. Este conjunto lo hemos definido como «Unidad Torneros».

Probablemente en discordancia sobre esta unidad, se atribuye al Mioceño Inferior-Medio una serie de materiales arcósicos beige blanquecinos, con cantos englobados, y niveles de areniscas cementadas con geometría

de canal, con base erosiva, y que hemos denominado «Unidad Pozanco». Estos sedimentos corresponderían a una zona proximal de aportes fluvio-torrenciales, procedentes del S y SE.

Se atribuyen al Mioceno Inferior-Medio por su posición con respecto a los materiales suprayacentes del Vallesiense.

Discordantes sobre la anterior se sucede un conjunto de unidades relacionadas en su mayor parte las unas con las otras por cambios laterales, y cuya característica común es la desorganización de sus materiales, así como su coloración rojiza.

Entre ellas se han diferenciado, bien por su carácter proximal, medio o distal, y la procedencia de material de rocas plutónicas, «Unidad Calzadilla», «Unidad Villafior», «Unidad Peñalba» y «Facies San Pedro del Arroyo», respectivamente, o bien por su carácter proximal, medio o distal y procedencia del material de rocas metamórficas, «Unidad Escalonilla», «Unidad Mingorría» y «Unidad Olalla», respectivamente.

La edad de estas unidades la atribuimos al Vallesiense, por correlación con Hojas septentrionales en las que ha sido factible tener dataciones más precisas.

En posible disconformidad con estas unidades hemos diferenciado la «Unidad Peromingo», que forma parte del abanico de Villacastín-Adanero, caracterizada por fangos arenoso-arcilloso rojos, con intercalaciones de paleocanales, y a la que se supone atribuible al Vallesiense Superior, sin datos paleontológicos que lo confirmen.

Por último, y en la franja oriental de la Hoja, se extiende una amplia superficie anterior a la raña, que ha sido integrada dentro del Plioceno.

### **3 TECTONICA**

#### **3.1 TECTONICA HERCINICA**

Se reconocen cuatro fases de deformación. De ellas, las más importantes, con desarrollo de pliegues sinquistosos, son las dos primeras. Las estructuras generadas en la tercera y cuarta fase son de menor intensidad de plegamiento, y no se observan de forma generalizada.

##### **3.1.1 PRIMERA FASE DE DEFORMACION**

Es la responsable de la existencia de grandes pliegues (de escala kilométrica), sinquistosos. En todo el área de afloramiento de rocas afectadas por esta fase, nos encontramos siempre sobre el flanco normal de un gran pliegue.

La esquistosidad generada ( $S_1$ ) es de flujo, afectando a todos los términos de las series precámbricas. Cuando la  $S_0$  es patente se observa que forma poco ángulo con  $S_1$ .

Los pliegues menores de esta fase son muy escasos. En donde se han podido observar llevan una dirección N-145, pinchando unos  $40^\circ$  al NO. Esta dirección debe ser muy cambiante en el área de Urraca-Miguel, ya que aparecen deformaciones posteriores a  $F_1$  que modifican notablemente la disposición de  $S_1$ , y, por tanto, de  $L_1$ , como puede observarse en la cartografía.

Las lineaciones más patentes son las originadas por la intersección entre  $S_0$  y  $S_1$  y por la orientación de minerales. Estas últimas son las que mejor se observan, ya que la mayoría de las lineaciones de intersección observables y medibles en campo corresponden a la fase 2.

La vergencia de esta primera fase no es deducible con seguridad en esta zona. En otras zonas del Sistema Central se da una vergencia al NE para esta fase.

### 3.1.2 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

Genera grandes estructuras (pliegues y escamas) de vergencia Nor-este. Se desarrolla una esquistosidad  $S_2$ , que presenta características diferentes según los materiales y zonas de metamorfismo que afecta. Así, en la zona de la clorita, aparece una esquistosidad del tipo *strain-slip* o fractura, dependiendo de la granulometría de los materiales, con escasa cristalización de clorita y/o sericita en sus planos.

En la zona de la biotita en el afloramiento, pasa a ser esquistosidad de flujo, siendo difícil su distinción de la  $S_1$ , que en esta zona se dispone subparalela a aquélla. Son frecuentes en el campo las lineaciones y pliegues menores de esta fase. Las primeras suelen ser de crenulación o intersección con  $S_1$ .

### 3.1.3 TERCERA FASE DE DEFORMACION

Genera pliegues poco apretados de plano axial subvertical. No aparece un desarrollo generalizado de la esquistosidad  $S_3$ , observable sólo localmente, siendo de fractura y crenulación. La dirección de esta fase es próxima a E-O, con ligera vergencia al NE. Es la responsable del pliegue dibujado en cartografía por los niveles epidóticos.

También dan lugar a una amplia sinforma en materiales del Ordovícico, en la Hoja de El Espinar, en zona muy próxima a ésta.

### 3.1.4 CUARTA FASE DE DEFORMACION

Se considera tardihercínica. Las estructuras observadas son pliegues

del tipo *kink*, desarrollados preferentemente en materiales de detríticos de las «Capas de Mediana». Es decir, son estructuras que se desarrollan en niveles estructurales poco profundos y según su situación, es posible que se relacionen a una tectónica de fractura tardihercínica gran parte de los *kink-bands* medidos, ya que se sitúan en las proximidades de las fracturas más importantes cartografiadas.

Según la orientación de los planos de *kink-bands*, éstos se han podido originar en un estado de esfuerzos con una situación de ejes máximo y mínimo próximos a la horizontal y orientación de aquél próxima a una dirección E-O.

### 3.1.5. TECTONICA DE FRACTURAS

Los materiales precámbricos, paleozoicos y rocas graníticas de la Hoja se han visto afectadas por una densa red de fracturas (diaclasas, fallas y diques) cuyo período de funcionamiento puede atribuirse a una etapa tardihercínica (anterior al Pérmico Inferior, SOERS, 1972); aunque en tiempos alpidicos fueron reactivadas, como más adelante se precisa.

En la figura se muestran dos diagramas de frecuencia de fracturas. En uno de ellos (fig. 18), sólo se consideran los diques, que han sido representados por composiciones. En el otro diagrama (fig. 17), se representan direcciones de diques y fallas.

A escala regional las fracturas más importantes son las de dirección NE-SO, que actuaron como fallas de desgarre (UBANELL, 1977). Estas fallas en época tardía, en una etapa distensiva, pudieron rellenarse con material diabásico, como ocurre con el dique de Plasencia. La etapa distensiva está situada por algunos autores (GARCIA DE FIGUEROLA *et al.*, 1974) en el Triásico Medio.

Según UBANELL, 1976, los primeros movimientos ocurridos a lo largo de estas fallas fueron dextrales, produciéndose con posterioridad a los movimientos sinestrales, que son los más patentes en la actualidad. Para APARICIO *et al.* (1975), el sistema de fracturas con dirección E-O es posterior al N-S.

En la Hoja de Cardeñosa, el sistema N-S aparece como posterior al E-O, ya que desplaza tanto a diques como fracturas de esta dirección. Generalmente el juego N-S se encuentra relleno de cuarzo.

En cuanto a la edad de los últimos movimientos de estas fracturas, parece ser bastante reciente. La falla inversa que limita el borde Norte de los materiales del Sistema Central afecta a materiales del Vallesiano Superior. Los movimientos de los juegos N 110 E y N 10 E, son posteriores a la de la falla E-O. Estos movimientos parece que han continuado durante el Cuaternario, como se expone en el capítulo de Tectónica de la cuenca (3.3).

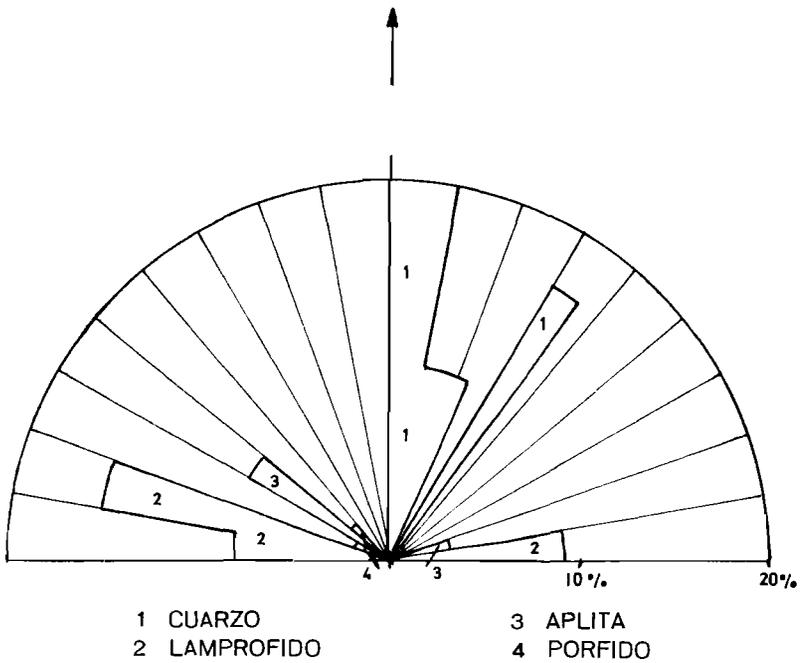


Figura 18.—Diagrama de representación de las orientaciones dominantes de diques.

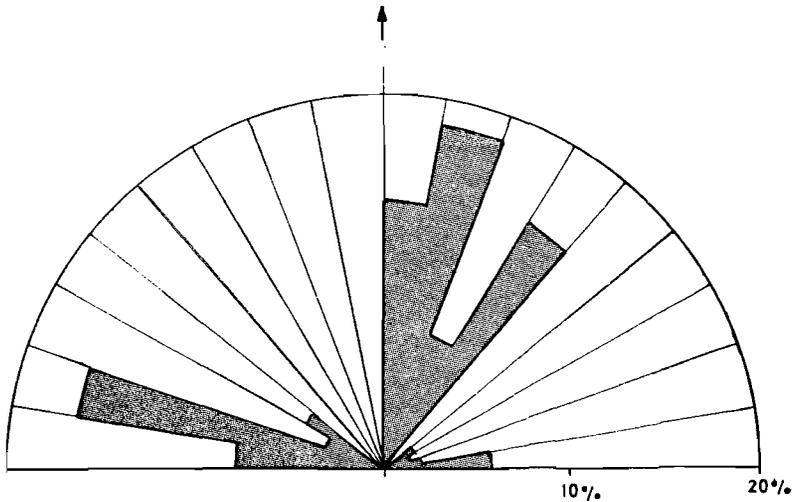


Figura 17.—Diagrama de orientaciones dominantes de fallas y diques.

## 3.2 METAMORFISMO

### 3.2.1 METAMORFISMO REGIONAL

Los materiales precámbricos de la Hoja de Cardeñosa han sufrido un metamorfismo regional de diferente grado, según las unidades litoestratigráficas cartografiadas.

En los neises glandulares (PC<sub>6</sub>ζ) y neises pelíticos (PCξ), el metamorfismo regional ha sido polifásico, habiéndose detectado restos de distenas anteriores a la paragénesis de andalucita-silimanita-feldespatos potásico, que es la más patente.

Esto indica la superposición de un metamorfismo regional de baja presión de grado alto, a otro, anterior, de presiones intermedias. Ambas fases se situarían muy probablemente dentro del ciclo hercínico.

En las «Capas de Mediana» (PC<sub>2</sub>ζK) no se ha detectado el metamorfismo de presiones intermedias. Aparece en esta formación un metamorfismo de grado muy bajo (zona de la clorita), sincrónico de la primera fase de deformación hercínica. Sobre este metamorfismo, y en una etapa intercinemática con respecto a las fases 1 y 2 hercínicas, se ha detectado muy localmente un crecimiento de biotita, que apunta a una elevación del gradiente térmico en esta etapa intercinemática.

En las corneanas de Mingorría (PC<sub>2</sub>K), poco se puede decir sobre el metamorfismo regional, debido al metamorfismo de contacto sobreimpuesto y a la alteración superficial que muestran los afloramientos. Sólo se puede afirmar que estos materiales estarían dentro de la zona de la biotita.

## 3.3 TECTONICA DE LA CUENCA DEL DUERO (TECTONICA ALPINA)

La mayor parte del Terciario de la Hoja se caracteriza por la disposición horizontal o subhorizontal de sus materiales. Considerando la totalidad de la cuenca podemos observar la existencia de una pendiente (deposicional?) del orden del 1 por 1.000 en los alrededores del centro de la cuenca, que aumenta progresivamente hasta llegar al 12 por 1.000 en las proximidades de los marcos montuosos (Hojas de Cardeñosa y Mirueña).

Es en los márgenes de la cuenca donde aparecen más claramente deformados los materiales del Terciario Continental.

En el borde norte (Cordillera Cantábrica), la estructura del Paleógeno y Mioceno Inferior está íntimamente ligada a la del Cretácico y Paleoceno más inferior, sobre los que se apoya discordantemente (esta discordancia es de tipo cartográfico, y debe corresponder a las fases Larámicas). Forma en conjunto una megadiscordancia progresiva, en la que pueden situarse algunos momentos de recrudescimiento de los esfuerzos.

En el borde sur (Sistema Central), al no existir niveles de despegue paleozoicos y mesozoicos, el Paleógeno se adapta a las deformaciones rígidas del zócalo, mediante flexiones, que en la zona estudiada están normalmente falladas en las charnelas, quedando en contacto bien capas horizontales o poco inclinadas o bien el zócalo metamórfico con flancos verticales o subverticales.

El plegamiento del Paleógeno y Mioceno Inferior más bajo se debe a la fase Castellana y Neocastellana (1.ª Stáirica) (PEREZ GONZALEZ, A. *et al.*, 1971, y AGUIRRE, E. *et al.*, 1976).

En el borde sur se detectan movimientos tectónicos de elevación del Sistema Central, previos a la sedimentación del Vallesense. A su vez éste se ve afectado por fallas inversas de bajo y medio ángulo, con cierta componente en dirección en algunos casos, poniendo en contacto los terrenos graníticos y metamórficos del Sistema Central con los depósitos de esta edad, que en ocasiones pueden llegar a estar cobijados.

Esta actividad tectónica post-vallesense de los bordes puede ser debida a la Fase Iberomanchega (1.ª Rodánica) (AGUIRRE *et al.*, 1976). En el centro de la cuenca (Hojas 16-14, Cigales; 16-15, Valladolid, y 16-16, Portillo) se producen amplios pliegues, visibles en las calizas de las superficies del Páramo a veces acompañados por otros de menor escala (métrica).

Excepción hecha de las deformaciones antes citadas, la mayor parte de la Cuenca del Duero, sobre todo en sus partes centrales tiene un marcado carácter atectónico. Sin embargo, algunos autores han querido ver en las alineaciones de cambios de facies y rectilinearidad de la red fluvial reflejos de fracturas del zócalo. La interpretación fotogeológica a partir de fotografías de satélite permite deducir una serie de lineamientos de significado estructural dudoso, que se pueden agrupar en varios sistemas, entre los que destaca el de N 30° E. Alineación del Pisuerga-Falla de Alba-Villoria. Esta alineación ha sido comprobada como falla, con bloque hundido al Este, por los equipos de Geofísica del IGME, quienes han detectado otro importante accidente paralelo que pasa por Cuéllar y norte de Arévalo, con bloque hundido hacia el Oeste, delimitándose así un importante *graben* en la zona de Madrigal de las Altas Torres.

Parece evidente que los movimientos tectónicos han continuado durante el Cuaternario, con suaves elevaciones y hundimientos de grandes bloques, como lo prueba el elevado número de terrazas en el sistema Adaja-Eresma-Voltoya existente a partir de la mitad de la Hoja de Arévalo hacia el Norte.

El brusco encajamiento de la red fluvial, en la superficie de Coca-Arévalo, se debe, probablemente, a un levantamiento relativamente brusco de un bloque en la zona meridional de la cuenca.

## 4 PETROLOGIA

### 4.1 ROCAS GRANÍTICAS HERCÍNICAS

En la cartografía se han diferenciado dos intrusiones graníticas claramente separadas en el tiempo. La primera, en relación con la fase 2, está constituida por granitos de dos micas, con marcada orientación, y la segunda por granodioritas, emplazadas posteriormente a la fase 3, hercínica.

#### 4.1.1 GRANITOS DE DOS MICAS DE FASE 2 ( $\gamma^2$ )

Corresponden estas rocas a los «granitos de dos micas pre-granito biotítico» de la clasificación de UBANELL (1977) y podrían ser correlacionables con ciertos tipos de adamellitas y leucoadamellitas descritos en el Sistema Central Español por APARICIO *et al.* (1975).

Ocupan una franja alargada de dirección ONO-ESE, que se extiende desde Peñalba de Avila hasta las inmediaciones de Mingorría.

Desde el punto de vista macroscópico se trata de un granito leucocrático de grano medio a grueso de dos micas. Es conocido en la región con el nombre de «bronco». Presenta una orientación, muy marcada, de los minerales constituyentes, que es de flujo, por lo que su emplazamiento se considera contemporáneo de la segunda fase hercínica.

Se caracteriza por la textura heterogranular, hipidiomorfa, de grano medio a grueso, a veces cataclástica. Están formados por feld. k, cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios, apatito, circón y turmalina (silimanita) y (andalucita).

El feld. k se presenta como microclina y ortosa en grandes cristales intersticiales, a veces pertítica y en crecimientos irregulares con plagioclasa. Esta es subidiomorfa, con un contenido en An variable entre 6-18 por 100, con alteración incipiente (a veces media) a sericita. Presenta relictos de una posible zonación anterior, que se pone de manifiesto mediante coronas de alteración, pero, generalmente, constituyen maclas polisintéticas superpuestas. Parece haber dos generaciones de plagioclasa, una primera de fenocristales subidiomorfos, y otra en mosaico de pequeños cristales asociados a moscovita con cierta orientación de flujo.

La biotita aparece como asociación de láminas parcialmente cloritizadas, con rutilo acicular. Hay una biotita temprana parda, y otra tardía con inclusiones de feld. k, verdosa, asociada a moscovita con orientación de flujo. La moscovita tiene carácter acicular y palmeado, posiblemente por derivar de silimanita y/o andalucita, que, cuando están presentes, aparecen como relictos. Los agregados de moscovita (con silimanita), reflejan una cierta orientación fluidal. Son raros los agregados de pinnita-moscovita interpretables como productos de alteración de cordierita. En ocasiones se

presentan, además de circón y apatito muy frecuentes, turmalina verdosa-azulada en zonas intersticiales asociadas a cuarzo-moscovita, englobando gráficamente a ortosa y plagioclasa con carácter pegmatítico, identificándose entonces la presencia de topacio accesorio.

#### 4.1.2 ROCAS GRANITICAS POST FASE-3

Dentro de este grupo se han incluido las rocas graníticas correspondientes a la segunda intrusión, y que ocupan la mayor parte de la mitad meridional de la Hoja.

Las diferenciaciones cartográficas se han realizado teniendo en cuenta tanto los datos de campo como los resultados del estudio petrológico de las muestras, distinguiéndose los siguientes tipos litológicos:

- Granodioritas y granodioritas con anfíbol, en las que se separan facies con y sin megacristales de feldespato.
- Granitos aplíticos.
- Tonalitas.

##### 4.1.2.1 Granodioritas [ $\gamma\eta^2$ ; $z\gamma\eta^2$ ; $\gamma\eta_h^2$ ; $z\gamma\eta_h^2$ ]

Las características estructurales de estas rocas las hacen correlacionables con el «granito biotítico» de UBANELL (1977). Podrían corresponder a los tipos de granodioritas y adamellitas más básicos (con esfena, allanita, anfíbol) del Sistema Central Español, descritos por APARICIO *et al.* (1975).

Ocupan la mayor parte de los afloramientos graníticos en la Hoja. Se han cartografiado cuatro facies atendiendo a la presencia o ausencia de megacristales y de anfíbol en su composición. Mineralógicamente son muy similares, por lo que a continuación se describe la facies común ( $\gamma\eta^2$ )

Son rocas de textura heterogranular, hipidiomorfa, del grano medio. Están formadas por plagioclasa, cuarzo, feldespato K., y biotita como minerales fundamentales y circón y apatito como accesorios constantes, y otros accesorios como esfena, clinozoisita, rutilo, clorita, sericita, saussurita de carácter secundario.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos, normalmente zonales, con ligera a media alteración a sericita formando aureolas internas paralelas a la zonación. En las muestras estudiadas la composición media de la plagioclasa varía entre 30 y 36 por 100 An. A veces presentan deformación de los planos de macla por ligera cataclasis.

El feldespato potásico es ortosa, pertítica, alotriomorfa e intersticial, incluyendo plagioclasa y biotita. Corroe los bordes de la biotita y forma mir-

mequitas en el contacto con las plagioclasas. Normalmente no presenta alteración apreciable.

El cuarzo es intersticial, a veces en agregados de varios cristales, con extinción ondulante en algunas muestras. La biotita se presenta en agregados laminares con inclusión de circón y apatito. Generalmente está parcialmente cloritizada (pennina) en líneas de exfoliación y bordes, con formación asociada de agujas de rutilo y acumulación de pigmentos hacia los bordes.

Los accesorios secundarios están en relación con la alteración de las plagioclasas (sericita, saussurita, a veces epidota) y de la biotita (clorita y rutilo). También se señala la presencia de una clorita intersticial petaliforme (vermiculita) a veces asociada a esfena y/o allanita. En ciertos tipos alterados (que se describen más adelante), se produce una asociación en zonas cataclásticas de epidota-clinozoisita-clorita-opacos.

En la facies sin megacrístales ( $\gamma\eta^2$ ) las rocas son de grano medio, biotíticas, con el color gris típico que presenta en muchas zonas del Oeste y centro de la península. El afloramiento de mayor extensión ocupa la zona central de la Hoja, comprendido entre Cardeñosa, al Norte, y Martiherrero Vicolozano, al Sur. Hacia el Oeste pasa a las granodioritas con megacrístales, así como a las facies hornbléndicas que con mayor desarrollo se extienden en la Hoja vecina de Mirueña (505), y que representan, probablemente, zonas marginales o de cúpula del batolito.

Otro afloramiento de menor extensión se localiza desde Mingorría hasta el borde este de la Hoja, estando separado del anterior por una banda de granodiorita con fenocristales.

Las facies de granodioritas con megacrístales ( ${}_2\gamma\eta^2$ ) se encuentra en dos afloramientos situados, uno al norte y oeste de Martiherrero, y otro entre Mingorría y Mediana de Voltoya.

Macroscópicamente se diferencian de las anteriores por la presencia de fenocristales de feldespato, que alcanzan, en ocasiones, una longitud de 7 cm. Como se ha comprobado en la Hoja de Mirueña (505) es una facies marginal, por lo que la abundancia de los megacrístales y el tamaño de éstos es variable según la proximidad al borde. En la presente Hoja no se ha observado una orientación de los fenocristales, fenómeno que se produce muy cerca del contacto con las rocas de caja. Son frecuentes los gabarros con tamaños que oscilan entre pocos centímetros y varios decímetros, generalmente de composición tonalítica o formados por acúmulos de biotita.

Las granodioritas anteriormente descritas pasan hacia el Oeste a facies con hornblenda. También hay diversos afloramientos de pocos kilómetros cuadrados incluidos en la masa principal de granodiorita.

Macroscópicamente no se diferencian de las anteriores, y únicamente con la ayuda del estudio petrográfico ha sido posible su separación. En las proximidades del dique de Plasencia, esta variedad granítica se hace muy

biotítica, siendo una roca de color más oscuro y tamaño de grano ligeramente menor.

Se han cartografiado dos facies atendiendo a la presencia ( ${}_{2}\gamma\eta_h^2$ ) o ausencia ( $\gamma\eta_h^2$ ) de megacristales, con tamaños medios entre 3 y 5 cm., siendo el máximo observable de 7 cm.

Las granodioritas con anfíbol presentan análogas características de textura y composición que las facies comunes. Se diferencian únicamente en la presencia como fundamental o accesorio de un anfíbol verde (hornblenda), que aparece asociado a agregados de biotita y en pequeñas inclusiones en ortosa y plagioclasa. Algunas muestras de este tipo contienen escasa proporción de feld. k, y gran abundancia de biotita, marcando una tendencia tonalítica. Dentro del contenido del 30-36 por 100 de An, caracterizado en las granodioritas, las anfíbólicas se caracterizan porque la plagioclasa es de composición de 35-36 por 100 An.

#### 4.1.2.2 Granito aplítico ( ${}_{4}\gamma^2$ )

Bajo esta denominación se incluyen granitos de grano medio a fino, leucocráticos, a veces moscovíticos, y aplitas. Los afloramientos presentan unos contactos netos con las granodioritas y tienen formas alargadas según la dirección preferente E-O. Parecen estar relacionados a zonas marginales del batolito de granodioritas en esta Hoja, aunque en la contigua de Mirueña aparecen los granitos aplíticos sin clara conexión con los bordes.

El afloramiento de mayor extensión, al sur del pueblo de Cardeñosa, corresponde al «granito de posición estructural incierta» descrito por UBANELL (1977).

Son rocas de textura heterogranular, hipidiomorfa de grano fino, a veces parcialmente pegmatítica, moscovita y biotita, como minerales fundamentales; apatito y circón, como accesorios y otros minerales secundarios (clorita, rutilo, sericita, epidota, etc.).

Normalmente el feldespato potásico es ortosa peritética (en cristales mayores) y microclina intersticial. La plagioclasa (albita-oligoclasa) forma cristales subidiomorfos, maclados, bastante alterados a sericita, más raramente zonales. El cuarzo es intersticial y se presenta en agrupación de cristales de bordes poligonales. También en crecimientos gráficos en ortosa y plagioclasa. Las micas (biotita y moscovita) aparecen asociadas espacialmente, e incluso en feld. k. A veces una de ellas es accesorio. Cuando la moscovita abunda más que la biotita tiene carácter peciloblástico y es abundante en zonas de la muestra con cierta textura pegmatítica.

#### 4.1.2.3 Tonalitas ( $\eta_q^2$ )

Se cartografían en las proximidades de Pedro García, en el SO de la

Hoja, y de la Cañada de S. Vicente, unas diferenciaciones oscuras dentro de las granodioritas, con anfíbol con contactos netos. Son rocas de grano fino, ricas en biotita.

Tienen textura heterogranular, hipidiomorfa, de grano fino. Están compuestas de plagioclasa, cuarzo y biotita como fundamentales y feldespato potásico, y anfíbol desde accesorios a fundamental. Son relativamente abundantes, como accesorios, minerales secundarios como clorita, sericita, esfena, epidota, clinozoisita y rutilo. Las plagioclasas son idiomorfas, en cristales zonados con contenido en An que varía entre 30 por 100 (en bordes) y 48 por 100 en el núcleo.

Cuarzo y ortosa son intersticiales. La biotita, asociada al anfíbol, que es hornblenda en glomérulos con tendencia a formar nódulos, se presenta en agregados de pequeños cristales alterándose a clorita con acículas de rutilo y, a veces, clinozoisita.

#### 4.1.2.4 Granitos (s.l.) alterados ( $(\gamma-\gamma\eta)^2$ )

Se encuentran formando pseudodiques intimamente asociados a fracturas de cierta importancia. Tienen una composición semejante a la roca fresca del entorno, con impregnaciones de minerales de hierro que, a veces, se encuentra concentrado en las proximidades de los diques de cuarzo.

Las direcciones preferentes de los seudodiques están comprendidas entre la N-100°E y N-120°E y las N-S y N-30°E.

Las rocas son granitos y granodioritas de los tipos descritos anteriormente, que tienen modificada su textura original por cataclasis más o menos acusada, con formación de cuarzo y feld. k, en mortero, opaquización, etc. Mineralógicamente la alteración consiste en intensa cloritización de la biotita, con aparición de epidota (clinozoisita) asociada a rutilo y esfena. También ligera formación de epidota (clinozoisita) en plagioclasa, y movilización de agregados finos de clorita-epidota (clinozoisita) en las zonas más cataclásticas. Paralelamente, los feldespatos sufren una pigmentación rosada por inclusión de pequeñas partículas de hematites.

El proceso es análogo al de cataclasis-sienitización, descrito por SAN MIGUEL ARRIBAS y FERNANDEZ POLO (1959) en pórfidos graníticos.

## 4.2 ROCAS FILONIANAS POSTHERCINICAS

Son abundantes las rocas inyectadas en las granodioritas, variables tanto por la composición como por el momento de la intrusión.

El orden de explicación se hace teniendo en cuenta el orden cronológico de intrusión, deducido de la interrelación existente entre ellos en y fuera de la zona estudiada.

#### 4.2.1 PORFIDOS GRANITICOS ( $r\gamma^3$ )

Instruyen en las granodioritas ( ${}_2\gamma\eta^2$ ), en el borde SO. Son de escasa importancia, tanto por su recorrido medio, que apenas si alcanza 1 Km., como por su potencia (2-3 m.). Están orientados según las direcciones N-110°-E y N-140°-E.

El carácter porfídico se manifiesta claramente en el centro del dique, mientras que en el borde se desdibuja pasando a textura aplítica. Se presentan con textura porfídica holocristalina, gráfica y esferolítica, aunque son muy frecuentes las modificaciones cataclásticas.

Fenocristales corroidos de cuarzo, de ortosa, plagioclasa y biotita, en pasta fina de microlitos de feldespatos con albita y moscovita accesorias. Los porfidos con textura cataclástica contienen minerales accesorios (clorita, epidota, carbonatos, opacos) movilizados en zonas de microbrechificación. Cuando se desarrolla, la textura gráfica está en cristales de tamaño medio y sobre fenocristales.

#### 4.2.2 DIQUES DE LAMPROFIDO ( $F_L^3$ )

Forman un haz de diques orientados según las direcciones E-O y N-105°-E. Son muy frecuentes en la mitad suroriental de la Hoja, asociados a las granodioritas. La longitud de estos diques oscila entre 1 y 5 Km., siendo de potencia escasa, pues no suele sobrepasar los 4 m. Frecuentemente han sido parcialmente explotados para su utilización en la construcción de carreteras.

Su textura es porfídica, holocristalina a hipocristalina, fluidal a diabásica. En general responde a dos tipos mineralógicos principales: el tipo Vogesita (el más abundante dentro de la Hoja), caracterizado por predominio de feldespato k, sobre plagioclasa, y el tipo Sperssartita, en que el feld. k, aparece como accesorio. En los primeros, la plagioclasa forma fenocristales mayores junto a otros menores de anfíbol (hornblenda) y clinopiroxeno, muy cloritizados, con láminas de biotita y reliquias de olivino serpentinizado. La pasta finamente cristalina es del feld. k. Además de la intensa cloritización de máficos, la plagioclasa aparece parcialmente epidotizada. En los segundos, la textura es más cristalina, frecuentemente diabásica, con algunos fenocristales de plagioclasa (An-50) entre microlitos entrecruzados de plagioclasa-hornblenda-biotita (ocasionalmente clinopiroxeno), con cuarzo intersticial.

#### 4.2.3 DIQUES DE APLITA ( $F_A^3$ )

Generalmente son biotíticas, aunque en ocasiones son de 2 micas. Se encuentran inyectadas en direcciones comprendidas entre N-120°-E y N-130°-E,

así como entre las N-70°-E y N-70°-E. Los diques son de escasa longitud y potencia, no pasando de 1,5 km. de recorrido.

Son rocas con textura heterogranular, hipidiomorfa, de grano fino. Mineralógicamente están compuestas por ortosa peritítica intersticial, plagioclasa subidiomorfa ( $An_{9-12}$ ) con tendencia a formar fenocristales y desigualmente sericitizada según muestras, cuarzo, y moscovita incluida en ortosa, más raramente en plagioclasa. La biotita, de pleocroismo pardo, suele ser accesoria, ligeramente cloritizada (pennina) conteniendo circón. A veces opacos accesorios.

#### 4.2.4 DIQUE DE PLASENCIA (( $\epsilon$ ) $\Theta$ )<sup>3</sup>

Corta a la Hoja por la parte suroccidental con una dirección aproximada de N-40°-E. Constituye un accidente tectónico de primera magnitud, ya que puede ser reconocido desde el sur de Portugal, en la zona del Alentejo, hasta las proximidades de Marlín, dentro de la Hoja que nos ocupa, con un recorrido total de unos 500 Km. Queda cortado por una falla inversa que lo pone en contacto con el Terciario de la Depresión del Duero. No se descarta la posibilidad de que continúe más al Norte en dicha depresión. Es de resaltar la escasa potencia del dique comparada con su longitud. En esta zona las potencias oscilan entre 200 y 250 m.

Desde el punto de vista macroscópico se observa cierta zonación desde los bordes al núcleo. La mayor parte del dique corresponde a una diabasa generalmente alterada y con disyunción en bolas que, hacia el centro, se enriquece en elementos leucocráticos, dando un núcleo gabroide más o menos en la zona central, que se ha cartografiado siguiendo el mayor relieve que da este tipo de roca.

Las rocas del centro (gabros) ( $\Theta$ )<sup>3</sup> tienen textura heterogranular, de grano medio, diabásica y gráfica. Están compuestas por plagioclasas, clinopiroxenos, cuarzo y feld. k, como fundamentales, y ortopiroxeno, anfíbol, biotita, apatito y opacos como accesorios.

La plagioclasa (aproximadamente  $An_{55}$ ) se presenta en cristales subidiomorfos entrecruzados, con ligera alteración sericitica. El clinopiroxeno es augita y pigeonita, presentándose en maclas, exoluciones de uno en otro, desde subidiomorfos a xenomorfos, en agregados intersticiales, aunque a veces desarrolla grandes cristales con plagioclasa poiquilitica, originando zonas de textura ofítica. Conserva su carácter en el centro de los cristales, pues el resto está sustituido por un agregado de grano fino de actinolita-biotita, con zonas de borde de hornblenda. Los clinopiroxenos presentan exoluciones finas de ortopiroxenos, que también forman granos aislados de enstatita-broncita, con exoluciones de clinopiroxenos.

El feld. k, y el cuarzo son intersticiales, formando crecimientos gráficos.

También se observa una asociación intersticial de biotita petaliforme con clorita.

Las variedades de borde (diabasas gabroides ( $\epsilon-\Theta$ )<sup>3</sup>), presentan textura porfídica holocristalina, ofítica y la asociación mineralógica es similar a la observada en las facies del centro. Se aprecia una disminución de la plagioclasa (con An-55-60), la ausencia de feld. k, y mayor proporción de ortopiroxeno (broncita) que es aquí un mineral fundamental, mientras que en el cuarzo suele ser accesorio. Las alteraciones observadas son análogas a las de las facies de grano grueso, anotándose la presencia de antofilitas sobre broncita.

Los caracteres texturales y de composición observados están de acuerdo con los descritos para este dique en Extremadura (GARCIA DE FIGUEROLA, CORRETGE y BEA, 1974).

#### 4.2.5 DIQUES DE CUARZO (q<sup>3</sup>)

Están constituidos por cuarzo de la variedad lechosa con frecuentes concentraciones de minerales de hierro que, en ocasiones, han sido reconocidos mediante calicatas.

Tienen una orientación que varía entre N-S, y N-35-E, siendo de destacar el de las inmediaciones de Cardenosa (con una longitud en la Hoja de unos 11 Km.) y el de la Dehesa de Pedro Cojo (de unos 5 Km. de recorrido). La anchura de estos diques varía entre 5 y 10 m.

## 5 GEOMORFOLOGIA

En la presente Hoja se diferencian dos dominios, con características morfológicas totalmente distintas. Estas diferencias en el modelado se deben fundamentalmente a diferencias litológicas.

El dominio meridional, está constituido por un conjunto de rocas plutónicas y metamórficas surcadas todas ellas por una red de diques, entre los que se destacan los de mayor contraste morfológico.

El septentrional lo constituye un conjunto de depósitos terciarios y cuaternarios de composición fundamentalmente arcósica.

De acuerdo con el pliego de condiciones, se ha elaborado un mapa geomorfológico a escala 1:50.000, y a la par se acompaña una reducción del mismo, a escala aproximada 1:100.000. Los términos utilizados en la leyenda del mapa quedan subrayados en la Memoria.

Comenzaremos por analizar el dominio meridional. Este área está separada de la septentrional por un accidente tectónico importante, que constituye la denominada falla inversa de Monsalupe, por BIROT, P., y SOLE SABA-RIS, L. [1954].

En este dominio, se observa en el horizonte una superficie de escasa pendiente hacia la cuenca terciaria, que debido al elevado estado de degradación que presenta, resulta prácticamente imposible su cartografía. SCHWENZNER, J. E. (1936) señala para este área tres superficies escalonadas (Planicies M<sub>3</sub>, M<sub>2</sub>, M). Los estudios que hemos realizado no nos han permitido efectuar estas diferenciaciones.

Las diferencias litológicas existentes en esta zona, imprimen un carácter determinativo al modelado. Así pues, los afloramientos de rocas metamórficas de naturaleza principalmente esquistosa, presentan un *relieve* típicamente *alomado*, con vertientes prácticamente tapizadas de detritus, lo que nos indica una regularización de las mismas.

Tanto las áreas de composición granítica como las metamórficas, están atravesadas por una red relativamente numerosa de diques, de dirección aproximada NNE, que cuando se trata de rocas más resistentes a la erosión que los materiales en la que se emplaza, produce un relieve diferencial que viene manifestado por un conjunto de *crestones*, de algunos kilómetros de recorrido, que imprimen esta morfología peculiar al paisaje de esta región.

El resto de la zona, que por otro lado ocupa la mayor extensión en este dominio, está constituido por un conjunto de rocas graníticas.

Este conjunto presenta una alteración desigualmente marcada, en la que en taludes se reconocen alteritas de potencia variable, en las que pueden apreciarse los horizontes inferiores de la zonación de los perfiles de meteorización de las rocas graníticas. Fundamentalmente, una gran parte del área está formada por bloques graníticos redondeados. La carencia de las partes superiores del perfil de meteorización nos induce a pensar que se ha producido un arrasamiento de las mismas.

Las rocas graníticas son las que presentan mayor extensión de afloramientos, y su morfología viene manifestada por la presencia de *tors* aislados en el paisaje, u otras veces la agrupación de los mismos, destacando sobre superficies más o menos horizontales, nos da lugar a la formación de *inselbergs de bloques esféricos*.

Dentro de estas mismas rocas, se desarrollan dos tipos de formas de depresiones cerradas, de tamaño muy distinto. Por un lado nos encontramos con formas de escala hectométrica cubiertas de agua, denominadas *vasques*. La génesis de las mismas es muy discutida, pero parece ser debida a procesos de hidrólisis, siendo la principal problemática la evacuación de los productos de alteración, lo cual puede interpretarse por deflacción eólica, o rebosamiento de las aguas. La otra forma presente lo constituyen pequeñas depresiones cerradas de escala decimétrica y métrica, llamadas *gnammas*. Aparecen fundamentalmente en superficies horizontales. El origen de las mismas es similar a la de las *vasques*, aunque los autores que las han estudiado dan una mayor relevancia a los procesos de desbordamiento para

la exportación de los productos de meteorización. Esto se confirma en algunos casos por la presencia de canales de desbordamiento.

Otro aspecto anecdótico del micromodelado de las granodioritas, es la presencia de protuberancias constituidas por enclaves de rocas básicas que destacan por erosión diferencial, dejando la roca salpicada de estos salientes.

Los pequeños afloramientos de granito orientado de dos micas, se modelan con formas similares a las de granodiorita, pero las *inselbergs de bloques* no son tan esféricos. Por otra parte, los granitos aplíticos presentan un espaciado de diaclasado más estrecho, y los bloques resultantes del mismo son más difícilmente meteorizables. Esto trae como consecuencia la presencia de inselbergs de bloques paralelepédicos, que dan formas acastilladas que recuerdan al *castle kopje*.

La red fluvial se presenta encajada en los materiales por *barrancos de incisión lineal*. No es muy acusado el control estructural de la misma, aunque localmente se pone patentemente de manifiesto.

Diseminadas por el área, existen pequeñas zonas de mal drenaje, que se han denominado *áreas endorreicas o semiendorreicas*.

Ya hemos señalado que este dominio se encuentra separado por una falla inversa, que permite que los materiales plutónicos y metamórficos cabalguen sobre los depósitos continentales de la Cuenca del Duero.

Este accidente presenta una expresión morfológica muy neta en algunos casos, con la presencia de *escarpe de falla*. En otros casos, los procesos erosivos lo han degradado, suavizando el contacto entre estos materiales. Localmente está fosilizada por depósitos cuaternarios.

Este dominio septentrional está caracterizado por la presencia de un conjunto de superficies encajadas unas sobre otras, con pendiente hacia la cuenca terciaria.

Entre ellas destaca como rasgo más generalizado una importante regularización de las vertientes.

La superficie situada a mayor altura dentro de esta Hoja, es un aplanamiento con una pendiente del orden de 1-1,5 por 100.

Ya se ha señalado en el capítulo de Estratigrafía su constitución y características. Por observaciones realizadas en áreas próximas, se llega a la conclusión que la edad de la misma es anterior al depósito de raña, dado que ésta se encaja en esta superficie. Por esta razón la hemos denominado *superficie pre-raña*, que puede ser equivalente al «*pedemonte superior*».

Encajadas sobre esta superficie de mayor altura, se desarrolla un conjunto de *superficies con o sin depósito*, dispuestas como es lógico en graderío. La raíz de las mismas presenta una pendiente mucho más acusada, con perfiles cóncavos, y paulatinamente van perdiendo inclinación hacia la Hoja de Nava de Arévalo, limítrofe al Norte.

La presencia de estos extensos aplanamientos es un fenómeno muy fre-

cuenta en la región meridional de la Cuenca del Duero, e imprime unas características peculiares al modelado de este área.

A nuestro modo de ver, parece que se trata, aunque con reservas, de extensas superficies generadas por procesos de glaciplanación.

El otro rasgo geomorfológico más significativo de este dominio, es la existencia de una regularización generalizada en todas las vertientes. Se reconocen dos etapas de regularización. La más antigua se manifiesta por la presencia de formas colgadas en vertiente, conteniendo un depósito de tipo coluvión. En muchos casos el perfil de estas formas es cóncavo, y se han denominado *paleovertientes regularizadas*. El resto de las laderas presentan depósitos similares, que generalmente impiden la observación del sustrato y corresponden a las indicadas en el mapa como *vertientes regularizadas*. Esta regularización se ve a veces interrumpida por *barrancos de incisión lineal*, que excavan los depósitos de regularización, alcanzando en algunos casos el sustrato. Si las características del mismo son favorables, se produce un abarrancamiento importante que da lugar a *cárcavas*.

La red principal está constituida por los ríos Adaja y Voltoya, que discurren en el sentido submeridiano, estando el Adaja encajado en la superficie de Coca-Arévalo, o *superficie inferior con depósito*. El río Voltoya presenta un sistema de *terrazas fluviales* encajadas, fundamentalmente en su margen izquierda.

La red colectora de estos ríos principales es de pequeña importancia, y su morfología es por lo general de *valles de fondo plano*.

Localmente se presentan zonas de mal drenaje, a las que se han denominado *áreas endorreicas* o *semiendorreicas*, así como en algunos puntos se reconocen pequeños *conos de deyección*.

En cuanto a la planificación territorial, cabe resaltar la escasez de problemas geotécnicos, y las dificultades típicas de captación de aguas subterráneas en la mitad meridional, así como la existencia de materia prima para la construcción, particularmente de los diques de diabasas, lamprófidos, etc., presentes en esta zona.

En la mitad septentrional no existen procesos activos de movilización en vertientes, presentando sin embargo zonas diferentes con distinta calidad de drenaje.

## 6 HISTORIA GEOLOGICA

Los datos sobre la historia geológica preterciaria se han deducido del estudio bibliográfico y en los obtenidos en la vecina Hoja de Mirueña de los Infanzones, debido a que en la Hoja de Cardeñosa estos materiales están escasamente representados; faltan (caso del Paleozoico), o se en-

cuentran afectados de metamorfismo de contacto, enmascarando caracteres que puedan aportar datos sobre su origen y evolución.

Los materiales más antiguos que aparecen en la Hoja de Cardeñosa pueden ser atribuidos al Precámbrico Superior. Probablemente fueron sedimentos de características pelíticas, sin poder precisar más sobre el medio, debido al intenso metamorfismo que en la actualidad presentan estos materiales.

Durante el Proterozoico Superior más alto (Vendiense?) hubo sedimentación de materiales detríticos finos, con frecuentes intercalaciones algo más groseras (areniscas feldespáticas) en la parte inferior, y una sedimentación monótona y potente de materiales limolítico-grauváquicos con algunos episodios carbonatados en la parte superior. También existen pequeñas intercalaciones detríticas algo más groseras y, no aparecen en estos materiales rasgos sedimentológicos de tipo turbidítico. El medio pudo ser marino, de aguas someras, fuera de la zona de influencia del oleaje, y a escasa distancia de la costa, que puede explicar los niveles areniscosos como del tipo *storm sands layers*.

No aparecen materiales atribuibles al Cámbrico dentro de la Hoja. En la región, aparece en la provincia de Salamanca (sinclinal de Tamames), constituido por materiales correspondientes a sedimentación en plataforma somera (areniscas, pizarras y calizas con Arqueociátidos).

Puede suponerse que hubo depósito de materiales cámbricos (al menos del Cámbrico Inferior), dentro de la Hoja. Su no existencia, es debida a la erosión que siguió a la fase Sárdica.

Esta fase Sárdica originó movimientos relativamente intensos, aunque sin provocar una tectónica de plegamiento, sino movimientos epirogénicos, con ausencia de un componente horizontal importante.

Durante el Tremadociense hubo una importante transgresión con sedimentación de materiales clásticos, de características que van desde continentales a costeras en la parte más baja (posibles depósitos del tipo «debris-flow» y sedimentación en canales) y van adquiriendo caracteres marinos someros en la parte más alta, aunque en las proximidades de la costa. Al final del Tremadoc debió de existir una transgresión poco importante que permitió el depósito de materiales detríticos finos, para el principio del Arening dar lugar a otra regresión que originó el depósito de areniscas. En el Ordovícico Inferior-Medio, la sedimentación es más monótona y seleccionada, con presencia de materiales detríticos muy finos en donde abunda la materia orgánica.

Los movimientos hercínicos no pueden datarse dentro de la Hoja. Tampoco en áreas próximas del Sistema Central quedan bien situadas en el tiempo y sólo se puede precisar que se desarrollaron entre el Devónico Inferior y el Estefaniense.

Las fases de fracturación tardihercínica se pueden situar antes del

Pérmico Inferior, ya que condicionan su aparición en la parte oriental del Sistema Central (SOERS, 1972). Estas fracturas han vuelto a reactivarse durante los movimientos alpinos.

En la «Historia Geológica» de los materiales que aparecen en el ámbito de la Hoja pertenecientes al borde Septentrional del Sistema Central, tiene capital importancia la Orogenia Hercínica en cuanto condiciona el desarrollo de los procesos metamórficos en las series sedimentarias prehercínicas, y los fenómenos de emplazamiento de los granitoides así como de la de sobreimposición de efectos de metamorfismo de contacto.

El estudio de los materiales metamórficos e ígneos de las Hojas de Mirueña (15-20) y Cardeñosa (16-20), conduce a un esquema de metamorfismo-plutonismo, coincidente con el propuesto por FUSTER *et al.* (1974), en que los primeros estadios de fusión (anatexia) de las rocas sería contemporánea a la primera etapa metamórfica en relación con la  $F_1$  de la orogenia. Una segunda fase metamórfica se desarrollaría en íntima conexión con la  $F_2$ , condicionando la «intrusión» de los primeros granitoides (granito de dos micas), con el consiguiente desarrollo de aureolas de metamorfismo de contacto. Como consecuencia de la  $F_3$  y tardíamente se produciría una nueva e importante etapa de intrusión de granodioritas («Tardías») produciendo efectos de metamorfismo de contacto en los materiales encajantes. Así, las sucesivas intrusiones mencionadas serían debidas al emplazamiento selectivo de granitoides procedentes de diferenciaciones sucesivas de los magmas anatéxicos.

Fases tardías de deformación ( $F_4$  y posteriores) producirían la fracturación de los macizos graníticos y la «inyección» sucesiva del cortejo filoniano.

No disponemos de datos de la evolución geológica de la región durante los tiempos mesozoicos, ya que sedimentos de esta edad no afloran en el área estudiada.

Sin embargo, por consideraciones de ámbito regional podemos indicar que, muy probablemente, no hubo sedimentación durante el Triásico, Jurásico y gran parte del Cretácico Inferior. La zona constituiría un alto en el que dominarían los procesos erosivos, sin existir depósitos ni siquiera de ambiente continental.

Más dudas presenta el saber si en la Hoja llegaron a existir sedimentos correspondientes a la «Formación Arenas de Utrillas» y Cretácico Superior carbonatado de plataforma, que afloran en facies muy litorales en zonas próximas (Villacastín, Macizo de Santa María de Nieva, etc.). De cualquier forma, si existió depósito durante estos tiempos, debió ser de facies continental (Utrillas) y muy litoral e incluso costera para el resto del Cretácico.

La Cuenca del Duero comienza a formarse a fines del Cretácico y comienzos del Paleoceno como consecuencia de la removilización alpina de fracturas tardihercínicas (Fases Larámicas). Es muy posible que existieran

numerosas subcuencas independientes separadas por umbrales, que evolucionaron de forma algo diferente, como la de Ciudad Rodrigo. Durante estos tiempos se desarrollan, al menos en el borde oeste y noroeste, potentes suelos tropicales de alteración ferralítica. Los relieves recién creados por las fases larámicas comienzan a destruirse rellenándose la Cuenca (o subcuencas) mediante un mecanismo de abanicos aluviales durante el Paleoceno y Eoceno Inferior en un clima intertropical húmedo.

Existen dos ciclos sedimentarios durante el Paleógeno y Mioceno Inferior (CORROCHANO, A., 1977, C. G. S., S. A.-IMINSA, 1978), reconocibles sobre todo en el borde oeste de la Cuenca. Al final del primero, el medio va perdiendo energía y se instalan localmente en la cuenca ambientes restringidos de *playa-lake* (lagunas efímeras) en las que se depositan margas y calizas. El clima es subtropical o intertropical húmedo con períodos de aridez (JIMENEZ FUENTES, E., 1974).

El segundo ciclo sedimentario se inicia con una nueva reactivación del relieve, que fue gradual, no sincrónica, en todos los marcos montuosos. Esta reactivación puede atribuirse con reservas a las fases pirenaicas. Se desarrollan ampliamente los abanicos aluviales con facies muy proximales de gran extensión en el norte y este de la Cuenca. Este ciclo sedimentario termina probablemente en el Mioceno Inferior, con desarrollo de ambientes restringidos (lagunas efímeras) y facies de transición a ambientes fluviales en la zona de Zamora-Salamanca. El clima es semejante al del resto del Paleógeno, pero con períodos de aridez muy frecuentes.

No disponemos de dataciones precisas de las series del Paleógeno del borde sur de la Cuenca o Unidad de Torneros (Hojas 15-20, Mirueña, y 10-20, Cardeñosa), aunque la mayoría de los autores tienden a situarlas en el ciclo inferior antes citado, con una edad Paleoceno-Eoceno Inferior (CORROCHANO, A., 1979, y JIMENEZ, E., 1972 y 1973).

Durante estos tiempos del Paleógeno se depositan areniscas conglomeráticas silíceas y arcillas arenosas en un medio claramente fluvial, con depósitos de canal e inundación. Los cauces debieron ser poco sinuosos y probablemente anastomosados, con un elevado régimen de flujo. Los aportes provendrían fundamentalmente del oeste. Las condiciones climáticas fueron cálidas y húmedas como lo prueban la escasez de feldespatos, presencia de niveles ferruginosos y suelos lateríticos transportados.

A finales del Mioceno Inferior se produce el plegamiento de los bordes de la meseta, ya iniciado durante la fase Sávica. El Paleógeno y Mioceno Inferior se adaptan a las deformaciones del zócalo mediante flexiones (zona occidental y meridional), pliegues (borde este) o monoclinamente (borde norte), pudiendo llegar a estar invertido. Se produce un levantamiento general de los relieves circundantes, apareciendo el Sistema Central, con lo que quedan perfectamente individualizadas las dos Mesetas. La Cuenca del Duero tiene ya una configuración muy parecida a la actual.

Esta actividad tectónica es atribuible a las Fases Castellana y Neocastellana, de AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M., y PEREZ GONZALEZ, A., *op. cit.*, como consecuencia de la cual se inicia un nuevo gran ciclo sedimentario que termina con la sedimentación de las calizas de la superficie del páramo, en el centro de la Cuenca

El nuevo ciclo sedimentario se inicia en condiciones de mayor aridez, quizá en un clima semiárido (fig. 19).

Durante el Mioceno Inferior alto y parte del Mioceno Medio se depositan en el borde sur (Mirueña y Cardeñosa) arcosas fangosas de escaso grado de organización, con cantos dispersos de granitos, cuarzo y cuarcita depositadas por avenidas de corrientes turbias, con alta relación sedimento/agua (unidades de Pozanco y Vallehernando). Corresponderían a zonas distales de «abanicos»\*, con zonas proximales más al sur. Localmente, en la superficie de los mismos, se producen ligeros retoques fluviales con incisión de pequeños canales y sedimentación de arenas con escasa matriz susceptibles de ser cementadas posteriormente. Los aportes provienen del S y SO, con áreas madres algo diferentes, como lo prueba la presencia de fragmentos calizos en la Unidad de Pozanco (Desmantelamiento de Mesozoico residual?).

No se ha podido establecer una correlación precisa de las unidades antes citadas con las del centro de la Cuenca. Sin embargo, se puede indicar que en épocas no muy separadas en el tiempo, durante el Orleaniense Superior y Astaraciense Inferior, en la Hoja de Portillo (16-16) se depositan arenas arcósicas fangosas a veces con cantos de cuarcita y desarrollo de paleosuelos carbonatados (Facies Villalba de Adaja) en un ambiente fluvio-torrencial de alta energía, en el que las coladas de fango arenoso juegan un importante papel en la sedimentación sobre las que se instalan aportes torrenciales intermitentes asimilables a las actuales «ramblas». Las facies más distales se desarrollan en las Hojas de Cigales (16-14), Valladolid (16-15), zona este de la de Portillo y norte de Olmedo (16-17) (Unidad Pedraja de Portillo) con sedimentación de arcosas, fangos arcósicos y calizas palustres en coladas de fango con retoque fluvial intermitente. Los aportes en ambos casos provienen probablemente del oeste y noroeste. Hacia el norte y este en las Hojas de Cigales y Valladolid se pasa a ambientes de «playas» con sedimentación margosa predominantemente (Facies Dueñas). Esta unidad es sincrónica con sedimentos de llanura aluvial y canales sinuosos instalados en zonas distales de abanicos aluviales (Facies Tierra de Campos) situados al Norte (Hojas de Dueñas (16-13) y Palencia (16-12)).

En el borde norte y zona oriental de la Hoja de Olmedo (16-17) y al menos a partir del Astaraciense Inferior hay sedimentación de arenas arcósicas, frecuentemente cementadas por carbonatos, y fangos ocreos y beigeos con ca-

---

\* Se emplea aquí el término «abanico» en sentido generalizado, sin que se pueda especificar su encaje en ninguno de los modelos tradicionales.

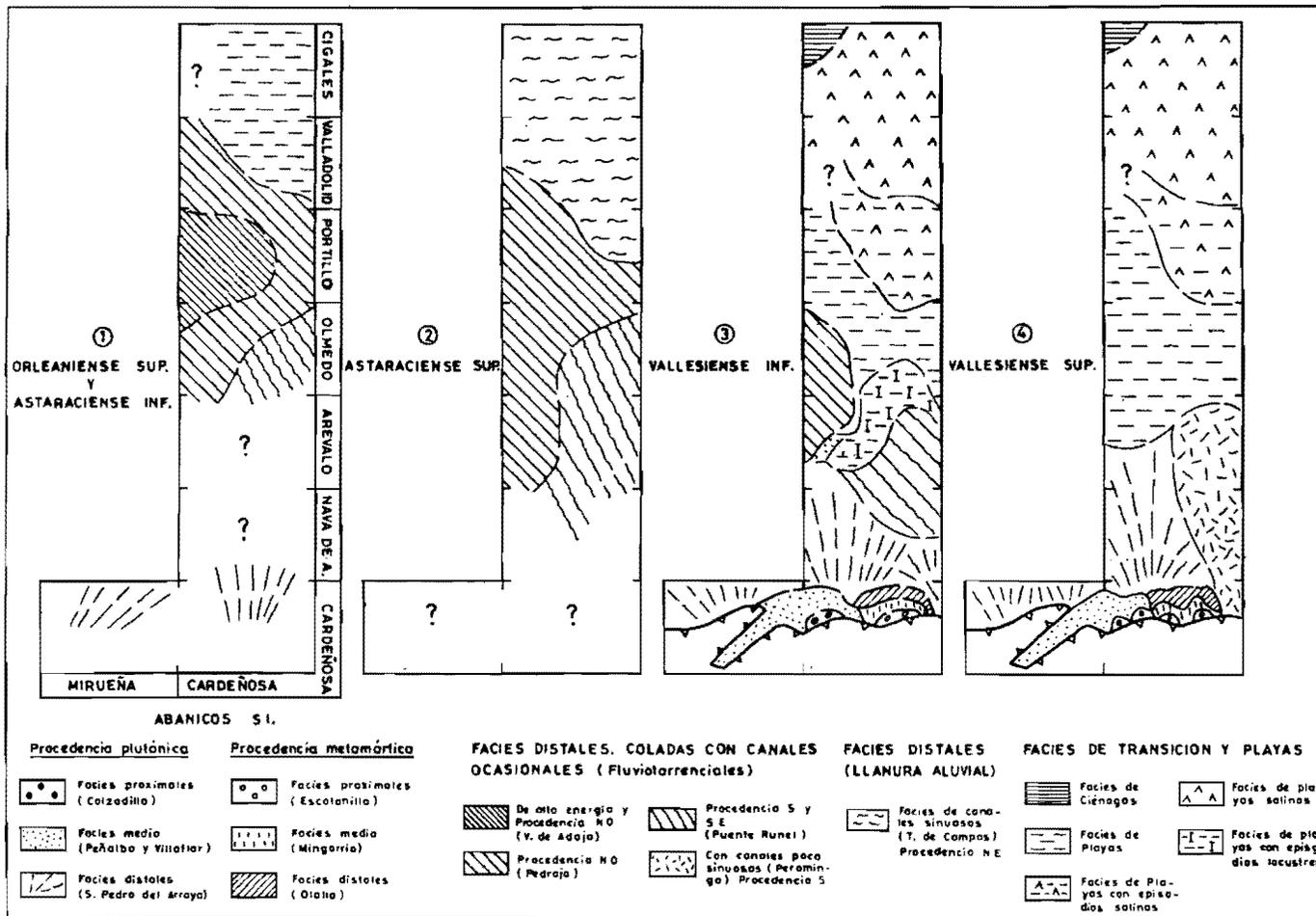


Figura 19.—Esquema paleogeográfico evolutivo.

lizas palustres depositados mediante corrientes de fango y esporádicamente corrientes fluviales en zonas distales de abanicos en paso a la llanura aluvial. Los aportes provienen probablemente del sur y sureste (Facies Puente Runel).

Durante el Astaraciense Inferior más alto y parte del Superior existen en las Hojas de Cigales, Valladolid y zona noreste de Portillo aportes de procedencia noreste, de facies arenosas (litarenitas) con gravillas de cortezas y fangos ocres de llanura de inundación que corresponden a depósitos de llanura aluvial, con canales sinuosos en zonas distales de abanicos aluviales. Las facies canalizadas se concentran en las Hojas de Cigales y parte norte de Valladolid (Unidad Cabezón). Sin embargo, en el oeste de la Hoja de Portillo y Hojas de Olmedo, Arévalo [16-18] y Nava de Arévalo [16-19] continúan los aportes de procedencia Oeste (Unidad Pedraja) y Sur (Facies Puente Runel) que incluso llegan hasta los primeros tiempos del Vallesiense Inferior, siendo equivalentes de las playas salinas de la «Facies de las Cuestas».

Al comienzo del Astaraciense Superior debió producirse una importante interrupción en la sedimentación del Centro de la Cuenca, con zonas encharcadas extensas que dieron origen a la formación de suelos marmorizados.

En el Astaraciense Superior y sobre todo en el Vallesiense del borde sur de la Cuenca (Hoja de Mirueña, Cardeñosa y Nava de Arévalo) se depositan arcosas fangosas desorganizadas con cantos dispersos, cuya proporción aumenta hacia los marcos montañosos.

En estos materiales resulta difícil identificar la geometría de abanicos aluviales típicos. La geometría y características del depósito viene influida por la existencia de un escarpe activo de falla durante estos tiempos, lo que imprime un carácter gravitacional a los depósitos proximales.

Los materiales con área fuente metamórfica se depositan mediante coladas de fango con gran proporción de cantos en las zonas proximales (Unidades de Escalonilla y Mingorría, en la Hoja de Cardeñosa) y escasa en las distales (Unidad de Olalla). Los de procedencia plutónica se sedimentan por mecanismos torrenciales (coladas de granos) pasándose rápidamente de las zonas proximales y medias (Calzadilla, Peñalba) a las distales (San Pedro del Arroyo). Lateralmente, pueden instalarse esporádicos canales «fluviales» como consecuencia de desbordamientos laterales de las zonas de aporte principal, en épocas de grandes avenidas (Unidad de Villafior).

Hacia el interior de la Cuenca (Hoja de Nava de Arévalo) pueden aparecer intercalaciones carbonatadas en las zonas distales (Unidad de Hernansancho) que representan el paso a llanuras aluviales, equivalentes laterales de las facies de «playas» de las Cuestas.

En el borde oriental de la Hoja de Arévalo y durante los tiempos correspondientes al paso Astaraciense Superior-Vallesiense Inferior, hay depósito de coladas fangosas con abundantes cantos metamórficos, que representan zonas muy proximales de aportes del sureste provenientes del umbral de Santa María de Nieva.

En la zona oriental de las Hojas de Cardeñosa, Nava de Arévalo y Arévalo, y durante el Vallesiense Superior, hay sedimentación de arcosas fangosas entre las que se intercalan paleocanales de arenas, existiendo también niveles arcillosos. Predominan los depósitos de coladas instalándose ocasionalmente cursos fluviales poco sinuosos, provenientes del Sur (Unidad de Peromingo).

En el Astaraciense Superior y sobre todo durante el Vallesiense, en el centro de la Cuenca y zonas próximas (norte de la Hoja de Arévalo y Hojas de Olmedo, Portillo, Valladolid y Cigales) se desarrollan de forma general los ambientes de playas, con carácter salino generalizado del río Duero hacia el Norte. Localmente (Hoja de Arévalo) se instalan facies lacustres y de playas en tránsito a lacustre, en zonas más marginales que deben corresponder a «interlóbulos» en zonas distales de abanicos.

En estas épocas el clima tiende a semiárido, con fuertes períodos de aridez (algo más benigno con precipitaciones ocasionales en los bordes).

Durante los últimos tiempos del Vallesiense, en las áreas antes mencionadas, se dan medios de transición de playas hacia medios lacustres más generalizados, haciéndose el clima más húmedo.

Las «Calizas con gasterópodos» de la superficie del Páramo, que representan el techo del Vallesiense y la base del Plioceno (Rusciniense) se depositan en ambientes lacustres más estables y generalizados.

La superficie de colmatación de este ciclo se ve rota y deformada por una fase tectónica generalizada (Fase Rodánica o Iberomanchega) (AGUIRRE *et al.*, 1976). Da origen a amplios pliegues que en ocasiones se acompañan de estructuras menores.

En el interior de la Cuenca y en relación con todos estos fenómenos, aparecen como consecuencia de procesos erosivos «costras clásticas rojas» (PEREZ GONZALEZ, A., 1979) fosilizando las depresiones sinclinales de las calizas con gasterópodos. A continuación sobreviene un importante proceso kárstico, que perfora costra y caliza con formación de «Terra rossa».

Se inicia un nuevo ciclo sedimentario de edad Rusciniense Superior a Villanyense Inferior a base de depósitos fluviales de arenas y subfacies de llanura de inundación con suelos calcimorfos, que incorporan potentes depósitos de «Terra rossa» transportada. A continuación se instalan facies margosas de playas, seguidas de una nueva expansión de los ambientes lacustres generalizados (Calizas del segundo Páramo).

Una nueva fase tectónica (Iberomanchega 2), más suave que la anterior, da origen a una nueva superficie de erosión acumulación, que bisela a la anterior, llegando a situarse incluso sobre las «Calizas de gasterópodos» del Vallesiense-Rusciniense. Esta superficie está fosilizada por depósitos de «costras laminares bandeadas y multiacintadas con arenas limosas roji-

zas» (PEREZ GONZALEZ, A., 1979), que están presentes en las Hojas de Cigales y Valladolid.

Depósitos pliocenos correlativos a este ciclo se sitúan en las Hojas de Cardenosa y Nava de Arévalo, en relación con la superficie prerraña, correspondiendo a facies medias de abanicos en las que se instalan localmente canales conglomeráticos.

Nuevas elevaciones de los marcos montuosos de los bordes preceden a la instalación de las «Rañas», muy extendidas en el norte de la Cuenca del Duero. Estos materiales corresponden al Plioceno más Superior y probablemente a los niveles inferiores del Pleistoceno.

Posteriormente se instala la red fluvial cuaternaria. De modo generalizado para toda la cuenca podemos indicar que las llanuras de inundación han ido disminuyendo de extensión desde el Pleistoceno Inferior a la actualidad, lo que unido a los rasgos de hidromorfismo tanto más intensos cuanto más antiguas son las terrazas, nos habla de una progresiva jerarquización de la red.

La asimetría de los valles, con depósito de terrazas en las márgenes izquierdas de los ríos al sur del Duero y en las márgenes derechas al norte del mismo, nos indica un proceso de basculamiento generalizado hacia el noreste continuo durante gran parte del Pleistoceno, pero de pequeña intensidad e incapaz de contrarrestar las variaciones de nivel de base.

Las fases de incisión de la red están separadas en el borde sur por fases de planación del relieve, que dan lugar a extensas superficies (Carpio, Alaejos, Medina, Coca-Arévalo, PEREZ GONZALEZ, A., 1979).

Durante el Pleistoceno se detectan en la Cuenca dos procesos de reglaje de vertientes en condiciones posiblemente periglaciares. Los procesos de regularización más recientes (Holoceno), son asimilables a fases húmedas.

El desarrollo de suelos rojos fersialíticos en las terrazas (y suelos pardos mediterráneos con tendencia a suelos rojos) indica un clima mediterráneo, más frío y húmedo en los bordes de la Cuenca (suelos pardos lexiviados y tierras pardas meridionales en paso a húmedas).

La actividad eólica ha sido muy intensa, al menos desde el Pleistoceno Superior, sin que para justificarla se precisen condiciones áridas, pudiendo darse en un clima semejante al actual. Los vientos predominantes son los del cuadrante suroccidental.

Movimientos tectónicos de grandes bloques de la Cuenca durante el Pleistoceno, incluso Superior, pueden deducirse del elevado número de terrazas existentes y del profundo encajamiento de los ríos Eresma, Adaja, Cega y Voltoya, en la mitad sur de la Cuenca.

## **7 GEOLOGIA ECONOMICA**

### **7.1 MINERIA Y CANTERAS**

El aprovechamiento de los recursos naturales en el ámbito de la Hoja es muy escaso.

Desde el punto de vista minero el interés es nulo, no existiendo ninguna explotación en la zona. La Junta de Energía Nuclear está realizando en la actualidad sondeos mecánicos con el fin de ver las posibilidades uraníferas del contacto entre la granodiorita y el metamórfico al oeste de Cardeñosa.

Es de destacar igualmente las investigaciones que se están llevando a cabo por parte de la Facultad de Ciencias Geológicas, relacionadas con la presencia de alunita en el Paleógeno pinzado entre fallas al sur de Monsalupe.

Por el contrario, las canteras de las que se extrae roca para la construcción son muy numerosas. Son de destacar las pequeñas canteras repartidas entre Cardeñosa y Mingorría, así como las situadas al SE de esta última localidad, que afectan en primer lugar a la granodiorita y en segundo a las aplitas, en aquellas zonas en que la coherencia intergranular permite su trabajo. Dentro de estas últimas la más importante en la región es la situada en el Km. 3 de la carretera a Cardeñosa.

Otras explotaciones, de no mayor interés, son las situadas en los diques de lamprófito en la mitad sur-oriental de la Hoja. La utilización que se hace de este tipo de roca es casi exclusiva para el firme en las carreteras de la región.

### **7.2 HIDROGEOLOGIA**

Desde el punto de vista hidrogeológico, la Hoja tampoco presenta interés, dado que la mitad meridional está en su mayor parte ocupada por granodioritas y rocas plutónicas, que litológicamente impiden el almacenamiento de aguas subterráneas, siendo las únicas zonas favorables y de muy escaso caudal las que se originan por alteración de la roca en zonas de fractura.

Por otro lado, la mitad septentrional es igualmente pobre, dada la impermeabilidad de las series terciarias en unos casos, o la escasa rentabilidad de los materiales arcósicos, a escasa profundidad, que en todo caso sirven como área de recarga hacia acuíferos más interesantes hacia el centro de la cuenca.

## **8 PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO**

No ha sido observado en esta Hoja ningún dato que merezca la pena de ser inventariado con vistas a su preservación y gestión dentro de un sistema ordenado de conservación del patrimonio natural.

## 9 BIBLIOGRAFIA

- AERO SERVICE LTD. (1967).—«Mapa Geológico de la Cuenca del Duero. Escala 1:250.000». *Inst. Nacional de Colonización e Inst. Geológico y Minero de España*, Madrid.
- AGUIRRE, E.; DIAZ MOLINA, E., y PEREZ GONZALEZ, A. (1976).—«Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española». *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 5, pp. 1-29.
- ALCALA DEL OLMO, L. (1972).—«Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar (Segovia)». *Estudios Geológicos*, vol. 28 (4-5), pp. 345-359.
- (1975).—«Estudio edáfico-sedimentológico de los arenales de la Cuenca del Duero». *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense. Madrid.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una nueva fase de deformación, probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica». *Studia Geologica*, vol. VI, pp. 29-48.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M., y TINAO, J. M. (1975).—«Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español». *Memorias IGME*, 88, 145 pp.
- ARENILLAS, M.; SAAVEDRA, J. A., y ARRIBAS, A. (1975).—«Un dique de tendencia sericitica en la provincia de Avila». *Bol. Geol. y Min.*, 86, pp. 233-243.
- ARRIBAS, A., y JIMENEZ, E. (1970).—«Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja 29, Valladolid». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- (1972).—«Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja núm. 37, Salamanca». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- ARTHAUD, F., y MATTE, Ph. (1975).—«Les décrochements tardihercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation». *Tectonophysics*, vol. 25, pp. 139-171. Amsterdam.
- BABIN VICH (1976).—«Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahíta. Barco de Avila-Béjar». *Estudios Geológicos*, vol. 32, pp. 189-198.
- (1977).—«Evolución tectónica y posición dentro del Macizo Hespérico del sector occidental de la Sierra de Gredos». *Estudios Geológicos*, vol. 33, pp. 251-254.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1970).—«Le grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Central)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, tomo. 279, pp. 2630-2633.
- (1971).—«Sobre el tipo de metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)». *Acta Geológica Hispánica*, 6, pp. 46-48.
- BIROT y SOLE (1954).—«Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española». *C. S. I. C. Inst. J. S. Elcano*, 87 pp.

- BISCHOFF, L.; SCHAFFER, G.; SCHMIDT, K., y WALTER, R. (1973).—«Zür Geologie der mitleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien)». *Münster Forsch. Geol. Palaönt.*, 28, 27 pp.
- BUSTILLO, A.; MARFIL, R.; G. UBANELL, A., y DE LA PEÑA, J. A. (1979).—«Presencia y origen de alunita en el borde meridional de la Cuenca del Duero (Avila)». *Primera Reunión Reg. Geol. C. Duero. in litt.*
- CAPOTE, R. (1971).—«Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila». *Tesis Facultad de Ciencias. Univ. Complutense Madrid*, 289, p. 110, fig., 3 mapas.
- (1973).—«Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila». *Bol. Geol. y Minero*, pp. 426-437.
- CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1968).—«El paleozoico de los alrededores de Avila». *Estudios Geológicos*, vol. 24, pp. 181-189.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M. J. (1971).—«Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (Prov. de Avila)». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 69, pp. 175-185.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M. J. (1971).—«Rasgos tectónicos de las formaciones metamórficas de Ojos Albos La Cañada». *I Cent. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*
- CASAS, J.; LEGUEY, S., y RODRIGUEZ, J. (1972).—«Mineralogía y sedimentología de los arenales que recubren el Terciario entre los ríos Pirón y Voltoya (Segovia)». *Estudios Geológicos*, vol. 28 (4-5), pp. 287-297.
- CASQUET, C. (1975).—«Metamorfismo plurifacial Hercínico intermedio de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, vol. 31, p. 217-239.
- C. G. S. - ADARO (1978).—*Síntesis geológica previa para la prospección de Uranio en la Cuenca del Duero*. J. E. N. (Inédito).
- C. G. S. - IMINSA (1978).—*Síntesis geológica previa de la Cuenca del Duero*. (Proyecto Magna). (Inédito.) IGME.
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; POL, C., y ARMENTEROS, I. (1978).—«Las facies Miocenas del Sector Sur de la Cuenca del Duero». *Publ. Dep. Estr. Univ. Salamanca*, núm. 9.
- CORRALES, I. (1979).—«El Mioceno al sur del Río Duero (Sector Occidental)». *Primera Reunión Reg. Geol. C. Duero*. Libro Guía de excursiones.
- CORROCHANO, A. (1974).—«Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca». *Studia Geologica*, t. VII, pp. 7-39.
- (1977).—«Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora (Resumen de la tesis doctoral)». *Acta Salmanticensis*.
- (1977).—«Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora». *Tesis doctoral*. Departamento de Estratigrafía de Salamanca.
- (1979).—«El Paleógeno del borde Occidental de la Cuenca del Duero (Zamora)». *Primera Reunión Reg. Geol. C. Duero*. Libro guía de excursiones.

- CORROCHANO, A., y QUIROGA, J. L. (1974).—«La discordancia Paleozoico-Terciaria al SO de Zamora». *Studia Geologica*, t. VII, pp. 123-130.
- CARROCHANO, A.; ALONSO, G., y CORRALES, I. (1977).—«La distribución de minerales pesados en el Paleógeno de Zamora». *VIII Congreso Nacional de Sedimentología*, Oviedo-León, julio 1977.
- DIEZ BALDA, M. A.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; GONZALEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977).—«La deformación hercínica en los materiales paleozoicos y precámbricos al Sur de Salamanca». *Studia Geologica*, t. XII, pp. 91-108.
- DUCHAUFOUR, P. (1977).—«Précis de Pédologie». III Ed. Masson et Cie., Paris.
- FERNANDEZ CASALS, M. J., y CAPOTE, R. (1971).—«Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, t. 69, núm. 1, pp. 69-70.
- FUSTER, J. M., y GARCIA CACHO, L. (1970).—«Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama oriental (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, vol. XXVI, núm. 3, pp. 327-329.
- FUSTER, J. M., y MORA, A. (1970).—«El carácter del metamorfismo en el Macizo de La Cañada (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, vol. XXVI, núm. 3, pp. 317-321.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M. (1974).—«Interacciones entre los metamorfismos pluvifaciales y polifásicos del Sistema Central Español». *Bol. Geol. y Min.*, 5, pp. 595-600.
- GARCIA DEL CURA, M. A. (1974).—«Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero)». *Estudios Geológicos*, vol. 30 (4-5 y 6), pp. 579-597.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y BEA, F. (1974).—«El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura (Estudio comparativo)». *Bol. Geol. y Min.*, 5, pp. 30-337.
- HEIM, R. C. (1952).—«Metamorphism in the Guadarrama». *Tesis Univ. Utrecht*, 69 pp.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1915).—«Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia». *Junta Ampl. Est. e Inv. Cient. Comunicación*.
- JIMENEZ FUENTES, E. (1970).—«Estratigrafía y Paleontología del borde sur-occidental de la cuenca del Duero». *Tesis Doctoral*. Univ. de Salamanca. Departamento Mineralogía. Resumen publicado en *Tesis Ciencias*, 1969-1970, pp. 41-52, Salamanca.
- (1970).—«Estratigrafía y Paleontología del borde suroccidental de la Cuenca del Duero». *Tesis Doctoral*, Salamanca, 323 pp.
- (1972).—«El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero: I. Los escarpes del Tormes». *Studia Geologica*, vol. III, pp. 67-110.

- (1973).—«El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas». *Studia Geologica* (Salamanca), vol. V, pp. 107-136.
- (1974).—«Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica». *Boletín Geol. y Minero (IGME)*, t. 85, fasc. 5, pp. 6-12.
- (1975).—«Presencia de una fase de fracturación y de una discordancia preluteciense en el Paleógeno de Salamanca». *Estudios Geológicos*, volumen XXXI (5-6), pp. 615-624.
- JIMENEZ FUENTES, E., y GARCIA MARCOS, J. M. (1977).—«Mapa Geológico de España, 1:50.000, segunda Serie (MAGNA). Hoja y Memoria núm. 426 (14-17) (Fuentesauco) (no publicada)». *Inst. Geol. Min. Esp.*
- LOPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A., y GARCIA CACHO, L. (1975).—«El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español». *Memorias IGME*, tomo 86, 127 pp.
- MARTIN DONAYRE, F. (1879).—«Bosquejo geológico de la provincia de Avila a escala 1:400.000». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*.
- MARTINEZ GARCIA, E., y NICOLAU, J. (1973).—«Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca)». *Bol. Geol. y Min.*, 84, pp. 407-418.
- MORENO, F. (1974).—«Las formaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa». *Bol. Geol. y Min.*, 85, pp. 396-400.
- MORENO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«La edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia sárdica en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviaria Geol. Astúrica*, 20, pp. 8-16.
- ORDOÑEZ, S.; LOPEZ AGUAYO, F., y GARCIA DEL CURA, A. (1976).—«Estudio Geológico de las "facies rojas" plio-cuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia)». *Estudios Geológicos*, vol. 32 (2), páginas 215-220.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1971).—«Problems and discussion on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Massif)». *Geol. Rundschau*, 61, pp. 44-69.
- PEINADO, M. (1970).—«Carácter del metamorfismo en el macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)». *Estudios Geológicos*, 26, pp. 323-326.
- PEREJON, A. (1972).—«Primer descubrimiento y descripción de Archeociátidos en la provincia de Salamanca». *Studia Geológica*, vol. 4, pp. 143-149.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979).—«El límite Plioceno-Pleistoceno en la Submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos. Reunión del grupo español del límite Neógeno-Cuaternario». *Trab. Neóg. Cuat.*, núm. 9.

- (1979).—«El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos». *Primera Reunión Reg. Geol. C. Duero*. Libro guía de excursiones.
- PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS, L.; BRELL, J. M., y BERTOLIN, M. (1971).—«Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira». *Cong. Hisp. Lus. Am. Geol. Econ.*, t. 1, secc. 1, pp. 357-376.
- POL, C.; CORRALES, I.; CORROCHANO, A., y CARBALLEIRA, J. (1977).—«Las facies detríticas del Mioceno del sector Sur de la Cuenca del Duero». *VIII Congr. Nacional de Sedimentología*. Oviedo-León.
- PORTERO, J. M.; DEL OLMO, P.; R. DEL POZO, J., y VARGAS, I. (1979).—«Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. *Primera Reunión Reg. Geol. C. Duero*. In litt.
- SAN JOSE LANCHA, M. A.; PELAEZ PRUNEDA, J. R.; VILAS MINONDO, L., y HERRANZ ARAUJO, P. (1974).—«Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo». *Bol. Geol. y Min.*, 85, pp. 21-35.
- SAN MIGUEL ARRIBAS, A., y FERNANDEZ POLO, J. A. (1959).—«Observaciones sobre la génesis de los pórfidos graníticos». *Estudios Geológicos*, vol. XV, pp. 335-341.
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1960).—«Explicación de la Hoja núm. 532. Las Navas del Marqués (Avila, Segovia, Madrid)». *IGME*.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1978).—«Planteamiento provisional de distribución de facies de la Cuenca del Duero (Inédito). (Proyecto MAGNA.) IGME.
- SCHAFFER, W. (1969).—«Geologic und Petrographic in ostlichen kastilichen hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). Münster». *Fonch-Geol. Palaönt*, 10, 207 pp.
- SCHWENZNER, J. (1937).—«Zur morphologie das Zentral Spanischen Hochlandes». *Geogr. Abhandl.*, 3.ª Ser., t. X, 128 pp. (Trad. esp. Vidal Box, *Bol. R. Soc. Esp. Hist Nat.*, núm. 41, pp. 121-147, en 1943).
- SOERS, E. (1972).—«Stratigraphie et Geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)». *Stvdia Geológica*, vol. 4, pp. 7-94.
- SOMMER, W. (1965).—«Stratigraphie und tektonik in östlichen Guadarrama-Gebirge (Spanien)». *Munst Forsch. Gielog. Palaönt*, H. 1, 159 pp.
- UBANELL, A. G. (1977).—«Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del Sistema Central Español». *Bol. Geol. y Min.*, 88, pp. 365-370.
- (1977).—«Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la Meseta Ibérica». *Bol. Geol. y Min.*, 88, pp. 508-512.

- (1977).—«Modelo de fracturación de la región central española basado en las imágenes obtenidas por satélite». *Stvdia Geológica*, vol. XII.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F. (1977).—«Significado del complejo esquistograuváquico en relación con otras series "pre-arening" de España Central». *Stvdia Geológica*, vol. XII, pp. 207-215.

#### **INFORMACION COMPLEMENTARIA**

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle, con estudios sedimentológicos
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás Información varia.



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