

«EVOLUCION MORFOGENETICA DE LA VERTIENTE NW DE LA SIERRA DE FRANCIA Y SU RELACION CON LA FOSA DE CIUDAD RODRIGO»

1. INTRODUCCION

1.1. DELIMITACIÓN Y SITUACIÓN DE LA ZONA

La zona sobre la que hemos centrado nuestro interés se encuentra situada en el extremo suroccidental de la submeseta septentrional, y presenta una forma rectangular o poligonal alargada, con unas dimensiones máxima y mínima de 26 y 18 kms. respectivamente. Abarca la casi totalidad de la hoja 526, Serradilla del Arroyo, del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50000, y sus límites son naturales en unos casos y artificiales en otros (Figura 1):

- El límite meridional es el borde S de la hoja 526.
- El borde W es el río Agueda hasta el pueblo de Sanjuanejo, y desde allí su prolongación NS hasta la carretera N-620, Burgos-Fuentes de Oñoro.
- El límite N es una línea EW que pasa al S de Aldehuela de Yeltes.
- El límite NW es el río Yeltes.
- El límite E es el borde oriental de la hoja 526; y
- El límite SE es una línea de dirección NE-SW al S del pico Hastiala

Administrativamente pertenece toda la zona a la provincia de Salamanca, y comprende los siguientes términos municipales en su totalidad:

- Morasverdes,
- Tenebrón,
- Serradilla del Arroyo y
- Guadapero,

y parte de los términos de:

- Ciudad Rodrigo,
- Zamarra,
- La Atalaya,

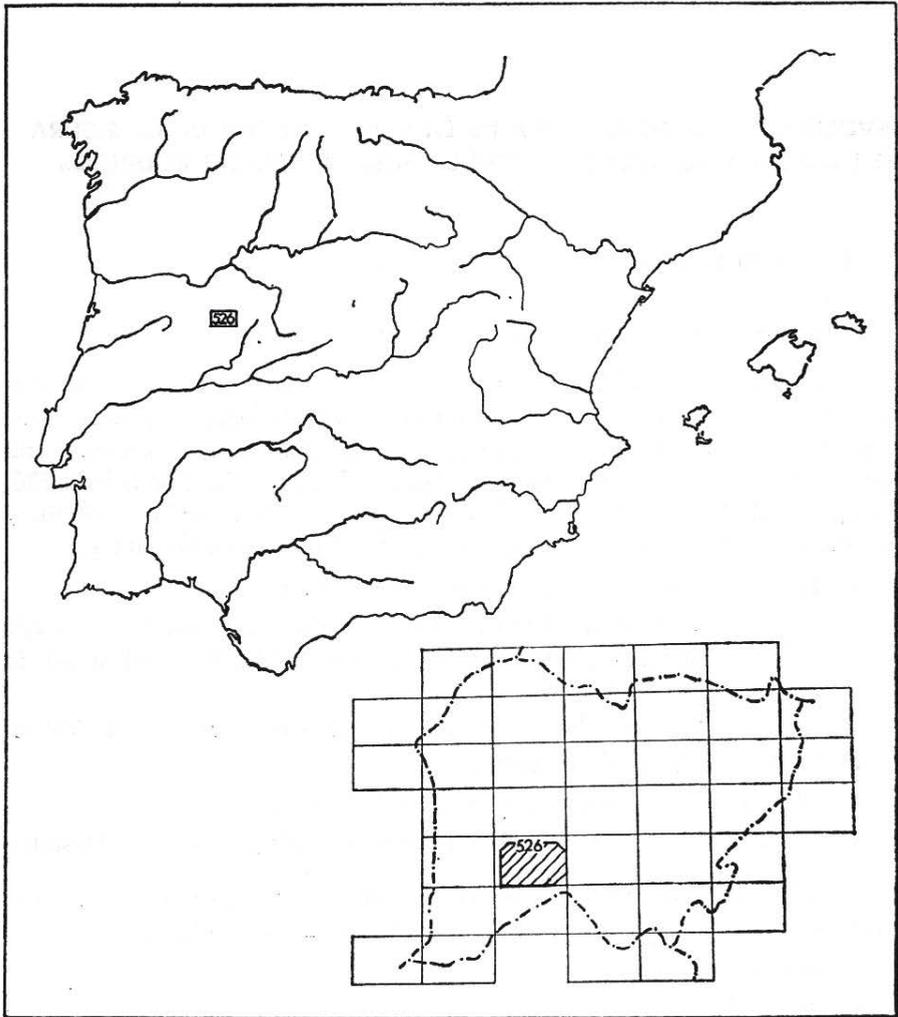


Figura 1.—Situación geográfica de la hoja 526, Serradilla del Arroyo y demarcación de la zona estudiada.

- Serradilla del Llano,
- Monsagro,
- El Maíllo,
- Puebla de Yeltes,
- Aldehuela de Yeltes, y
- Diosleguarde.

Las coordenadas geográficas que encierran el área de estudio son las siguientes:

- 40° 30' 4,9" de latitud N por el S.
- 40° 40' 4,9" de latitud N por el N.
- 6° 11' 10,7" de longitud W (Greenwich Datum Europeo) por el E.
- 6° 31' 10,8" de longitud W (G.D.E.) por el W.

A la zona se accede fácilmente por la carretera comarcal 515, Béjar-Ciudad Rodrigo, o por la carretera nacional 620 Burgos-Fuentes de Oñoro. Además existen una serie de carreteras locales en buen estado y caminos rurales bien conservados que permiten recorrer la zona con facilidad.

Geográficamente la zona se encuentra situada en el borde meridional de la amplia comarca salmantina denominada el Campo Charro, en la parte donde éste se pone en contacto con otra gran comarca: Las Sierras, abarcando también parte de éstas.

Las subcomarcas que aparecen representadas en este área son (Llorente Maldonado, 1976):

- Al W el extremo oriental del Campo de Robledo y de la Socampana de Ciudad Rodrigo.
- Al S. el borde N de la Tierra de Agadones.
- Al SE una parte de la Sierra de Francia Alta.
- Al N el Campo de Yeltes, que ocupa la mayor parte de la zona.

En líneas generales, puede hablarse de dos zonas principales, La Sierra y el Llano, con diferencias notables entre ambas.

Desde el punto de vista geológico, el área estudiada se encuentra situada en la zona Centro Ibérica de Julivert et al (1972), más concretamente en el extremo suroccidental de la llamada Fosa de Ciudad Rodrigo. Esta fosa atraviesa la provincia de Salamanca en dirección NE-SW, desde la capital hasta la frontera portuguesa, adentrándose unos kilómetros en el vecino país (Figura 2).

La fosa de Ciudad Rodrigo presenta un límite S neto, determinado por la gran línea de fracturación Salamanca. Tamames, Monsagro, Vegas de Domingo

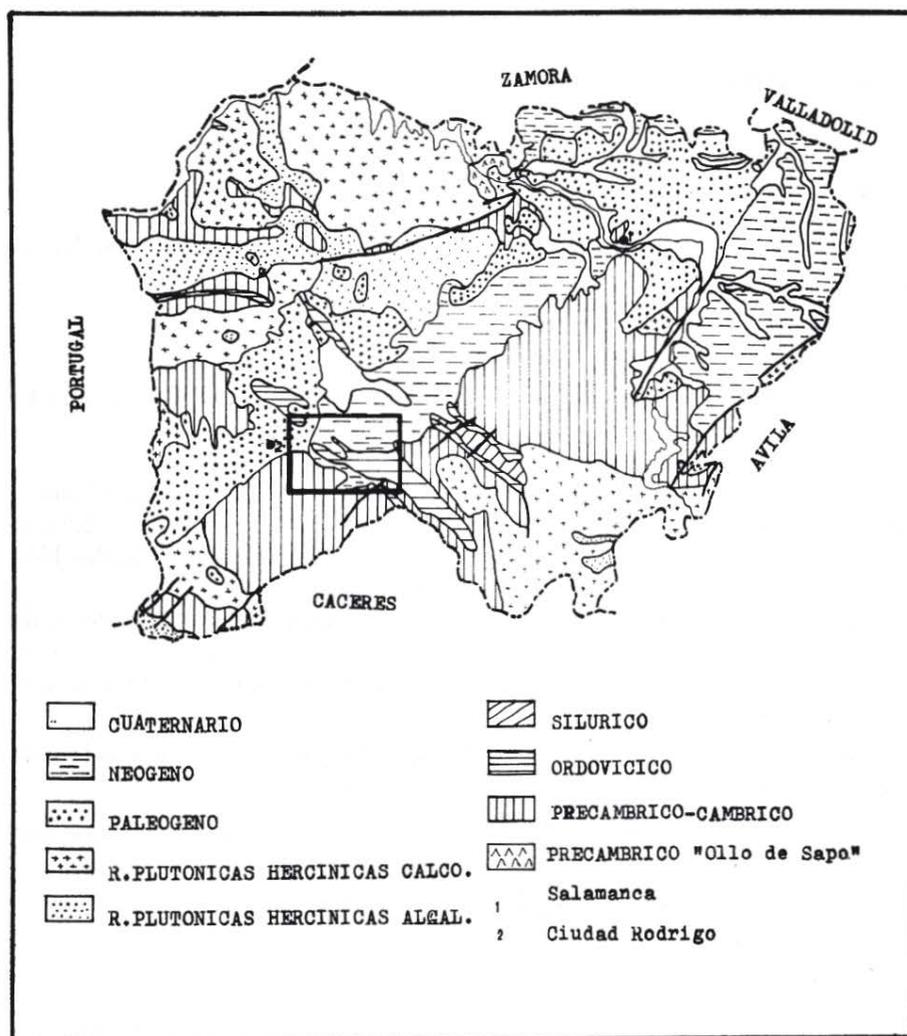


Figura 2.—Mapa Geológico de la provincia de Salamanca y situación de la zona estudiada.

Rey (Sanz Donaire, 1979), mientras que su límite N es menos preciso debido a la erosión de los sedimentos terciarios que cubren el basamento, quedando éste al descubierto y exhumándose una penillanura policíclica (Sole, 1958, Molina et al, 1982). Los materiales terciarios que rellenan la fosa presentan un fuerte carácter detrítico, existiendo algunas intercalaciones silíceas o calcáreas,

que llegan a dar capas de calizas (Mingarro et all, 1970, a-b-c, 1971; Arribas et all, 1971). Por encima del Terciario aparecen en algunas zonas extensas depósitos detríticos pliocuaternarios y cuaternarios, constituidos por las rañas y por las terrazas y llanuras de inundación de los ríos. La fosa presenta una marcada asimetría, existiendo en su borde S una mayor potencia en los depósitos (Fernández Amigot, 1981; Molina et all, 1982).

Los materiales en los que está encajada la Fosa de Ciudad Rodrigo pertenecen al basamento hercínico y son fundamentalmente depósitos sedimentarios más o menos metamorfizados y deformados por la orogenia Hercínica y rocas plutónicas.

2. ESTRUCTURA GEOLOGICA DE LA ZONA

2.1. EL BASAMENTO

El basamento que aparece en nuestra zona de trabajo ocupa el borde S y SE de la hoja 526, Serradilla del Arroyo, y está constituido por los materiales del Complejo Esquisto Grauvaquico y del Ordovícico.

En nuestra zona los trabajos realizados sobre el basamento los efectúan Mingarro Martín, F., Mingarro Martín, E. y López de Azcona (1971, b) en la cartografía geológica a escala 1:50000 de la hoja 526; Rolz (1972) estudia una amplia zona en la que se incluye la nuestra; y Rodríguez Alonso (1979-1982) estudia últimamente y de manera detallada la estratigrafía, la tectónica y el metamorfismo de la zona.

2.2. EL TERCIARIO. ESTRATIGRAFÍA

El Terciario en nuestra zona se encuentra ampliamente distribuido, bien en afloramientos directos, o bien recubierto por formaciones más recientes.

En la Fosa de Ciudad Rodrigo-Salamanca ha sido descrito por numerosos autores: Gil y Maestre (1880), Miquel (1906), Accordi (1955), Mingarro Martín (F.) y López de Azcona (1970, a, b, c y d), Mingarro Martín (F.), Mingarro Martín (E.), y López de Azcona (1971, a y b), Arribas y Jiménez (1971, a y b, 1972 y 1978), Jiménez (1972, 1973, 1974 y 1975), Gracia Plaza et all (1981), Corrochano (1974), Alonso Gavilán, Corrales y Corrochano (1976) y Alonso Gavilán (1982), entre otros. A continuación haremos un breve resumen de los resultados obtenidos por estos autores y que afectan a nuestra zona.

2.2.1. *Las Areniscas Arcólicas Inferiores*

En la zona que nos ocupa, los primeros depósitos que encontramos rellenando la Fosa de Ciudad Rodrigo son las Areniscas Arcólicas Inferiores, pertenecientes a la Serie de Ciudad Rodrigo, cuyos materiales fueron parcialmente descritos por primera vez por Gil y Maestre (1880), que habla de unos conglomerados cuarzosos, areniscas, arcillas, y margas duras, que atribuye al Eoceno.

Posteriormente, Mingarro Martín (F.) et al (1971, a y b) en las hojas 525 y 526 (Ciudad Rodrigo y Serradilla del Arroyo) del Mapa Geológico de España, establece para lo que ellos denominan Eoceno, tres tramos:

- Inferior, formado por subarcosas y subgrauvacas con interestratificaciones de pudingas polimícticas y bancos arcillosos aleuríticos.
- Medio, con una potencia de 30 m., de lutitas arcillosas y aleuríticas y lutitas samíticas de color gris y a veces lechos de protocarcitas de cemento cuarzo.
- Superior, con 60 m. de arcosas, subarcosas y subgrauvacas feldespáticas y arcillas en alternancias, de colores grises o rojizos, y en los niveles inferiores con cemento calcáreo.

En la zona estudiada, según estos autores sólo aparecen los tramos medio y superior. Los tramos calizos los explican por un proceso de alteración de los feldespatos de las arcosas superiores, y posterior infiltración del carbonato hacia niveles más bajos. Anteriormente, Mingarro Martín (F.) y López de Azcona (1970, d.) proponen un origen sedimentario para estas facies carbonatadas, mediante la deposición en lagos sódicos en estado carbonático.

La edad supuesta para estos depósitos es Luteciense-Ludiense (Jiménez, 1972 y 1973; Arribas y Jiménez, 1978).

En resumen, podemos decir que estos depósitos están formados por unas areniscas más o menos arcólicas, con intercalaciones de conglomerados, areniscas gruesas, limos y arcillas, con diferentes concentraciones de carbonatos, depositadas según Corrochano (1974) en un medio hidroplástico, mediante la superposición de abanicos aluviales en un clima húmedo y cálido de tipo tropical. Respecto a la paleoclimatología del Luteciense y Ludiense, Jiménez (1974) se inclina por un clima cálido subtropical, con carácter húmedo, pero con oscilaciones momentáneas hacia extremos más húmedos por un lado, y semiáridos por otro.

En nuestra zona estos depósitos se encuentran fracturados y basculados localmente hacia el N. por una falla de dirección E-W en las proximidades del contacto con el basamento, al N de Zamarra.

Estas Areniscas Arcólicas Inferiores fosilizan un paleorelieve comprendido

entre los 620 m. y los 720 m., por lo que su potencia aparente en nuestra zona es aproximadamente 100 m.

2.2.2. *Las Areniscas Arcóscicas Superiores*

Levemente discordantes sobre las Areniscas Arcóscicas Inferiores se encuentran 120 m. de conglomerados, areniscas y arcillas versicolores, que nosotros hemos denominado Areniscas Arcóscicas Superiores.

Mingarro Martín (F.) et all. (1971, b) incluyen estos materiales en el tramo superior de lo que ellos denominan Eoceno, sin apreciar la discordancia angular, que aunque débil se observa entre ambas series.

No hemos estudiado estos depósitos con detalle, dado que nuestro objetivo se centra en el establecimiento de la secuencia estratigráfica del Terciario, en relación con la evolución morfoestructural de la región, y no en su análisis estratigráfico.

Estos depósitos dentro de su carácter arcóscico, presentan granulometrías muy variadas: conglomerados, microconglomerados, arenas gruesas, medias y finas, limos y arcillas.

Las Areniscas Arcóscicas Superiores fosilizan un paleorelieve comprendido entre los 720 m. y los 812 m., que la erosión cuaternaria ha exhumado, como es el caso de la Sierra Peronilla, cuya cota máxima en la zona es de 800 m., mientras que las arcosas llegan a la cota de 840 m. en un punto próximo. Por tanto los relieves cuarcíticos de la Sierra Peronilla tuvieron una génesis anterior a la deposición de las Areniscas Arcóscicas Superiores y anterior también a las A. A. Inferiores. Posteriormente estos relieves, una vez exhumados, fueron retocados ligeramente por la morfogénesis cuaternaria.

Respecto al origen y proveniencia de las Areniscas Arcóscicas Superiores, la presencia de feldespatos indica un área fuente granítica que estaría al N y NW de la Fosa de Ciudad Rodrigo. En apoyo de esta idea están los datos de minerales pesados, dado que la asociación presente en estas areniscas, biotita-andalucita-moscovita, se encuentra bien representada en los granitoides de Cipérez, Aldea del Obispo y Lumbrales (Carnicero, 1981), mientras que los granitos de La Alberca-Sequeros y Navasfrías-Fuenteaguinaldo tienen un mínimo contenido en moscovita o carecen de ella (Saavedra y García, 1973, 1974; Saavedra, García y González, 1975).

En cuanto a la edad de estos depósitos, Arribas y Jiménez (1978) la atribuyen al Vindoboniense (Fotos núms. 1 y 2).

2.2.3. *Los Conglomerados Versicolores*

Claramente discordante sobre los materiales del basamento, y aparentemente sobre las Areniscas Arcóscicas Superiores, aparecen los Conglomerados Ver-

sicolores, que se encuentran ampliamente repartidos por toda la zona, situándose sus principales afloramientos en las proximidades del frente de sierra, y en los escarpes de los ríos.

Los autores de la Hoja de Serradilla (Mingarro Martín et al., 1971, b.) incluyen a estos terrenos dentro del Oligoceno, incurriendo en contradicción al hablar de «formaciones conglomeráticas pliocenas, ..., especialmente extendidas por la mitad septentrional de la Hoja» en la página 4, mientras que en la 5, se refieren a que «los terrenos oligocenos recubren prácticamente el tercio nororiental de la Hoja». Para estos autores, los materiales que componen el Oligoceno son una pudinga samito-arcillosa de ortocuarcita, que hacia arriba pasa a una pudinga con escasa matriz, presentando en ambos casos colores muy rojos.

Arribas y Jiménez (1971, b.) hablan de unos materiales areniscosos, con conglomerados arcillosos y gredosos, blancos, amarillos o rojizos, con estratificación ausente o muy grosera, y una potencia de 30 m., para los que por comparación con otras formaciones similares en zonas próximas, atribuyen una edad Tortoniense (Mioceno Superior).

Sanz Donaire (1979), al referirse al Mioceno marginal de la Cuenca del Duero, hace un estudio bastante detallado de estos materiales. Este autor opina que el Mioceno se encuentra omnipresente debajo de la raña (con lo que no estamos totalmente de acuerdo como veremos más adelante), bien sobre las pizarras o sobre el Eoceno, con una potencia variable, pero oscilando sobre los 25 metros., y diferenciándolo claramente de la raña por su coloración: el Mioceno es rojizo, mientras que la raña es amarillenta o blanquirroja. Más adelante, considera que estos depósitos presentan bruscas variaciones de facies: de conglomerados a arcillas, y habla de alternancia entre ambas facies, proponiendo un origen fluvial, con «ciclotemas sedimento-edafo-genéticos», para estos materiales. Finalmente indica que la tectónica tuvo que tener un fuerte control en la sedimentación de estos depósitos.

Los Conglomerados Versicolores están formados por unos paraconglomerados de cantos de cuarcita y matriz arcilloso-arenosa, que yacen discordantes sobre el basamento o disconformes sobre los materiales terciarios. (Fotos números 1 y 2).

El tamaño máximo de los cantos oscila entre 40 y 20 cm. y disminuye de S a N en nuestra zona, predominando los cantos de 5 a 10 cm. Presenta una coloración rojiza, y los cantos de color blanco en su exterior, están poco alterados, observándose una aureola externa blanquecina producida por un lavado de óxidos de hierro. (Foto núm. 3).

No se observan estructuras sedimentarias, a excepción de disposición en

horizontal de los cantos tubulares en la zona más alejada de la sierra. Las superficies erosivas que produce el conglomerado tienen morfología de canal.

Este conglomerado se apoya en las cuarcitas de la Sierra de Francia a 1.100 m. de altitud, con una potencia de 40 m. y se extiende ampliamente por toda la zona hasta la cota de 850 m., donde presenta una potencia de 2,5 m.

Está cubierto en la mayoría de los casos por las rañas que son erosivas sobre él, y en algunos casos lo llegan a arrasar, desapareciendo el conglomerado y reposando la raña sobre las arcosas.

Externamente presenta una morfología de abanico, definiendo una superficie que tiene una pendiente del 1,2 por 100, y algo mayor en las proximidades de sierra. Sobre esta superficie volveremos posteriormente.

Los minerales pesados predominantes son la andalucita y la turmalina, estando la biotita, la moscovita y el circón en un segundo plano. Estos minerales se encuentran en las rocas precámbricas y paleozoicas del basamento (Rodríguez Alonso, 1979).

Respecto a su génesis, los datos de campo y de laboratorio, nos hacen pensar en un sistema de abanicos aluviales (Molina et al., 1982) que tendría su ápice al N, NE y W del pico Hastiala. La abundancia de matriz y la separación entre los cantos nos hablan de un medio hidroplástico en el que el mecanismo de transporte y sedimentación en la cabecera sería una debris flow, que aguas abajo iría evolucionando hacia un sistema fluvial trenzado, con ausencia de organización, y funcionamientos episódicos de debris flow. Todo esto junto con la morfología del depósito, típica de abanico aluvial, nos indica que los conglomerados se deben al funcionamiento de un sistema de abanicos aluviales a gran escala.

Este sistema de abanicos es producto de una fase tectónica que acabó con la sedimentación arcósica proveniente del N, para dar paso a una sedimentación rápida proveniente del S.

Respecto a la edad, las opiniones de los autores son variadas: Mingarro Martín (F.) et al. (1971, b) piensan que es Oligoceno, mientras que Arribas y Jiménez (1971, b) y Sanz Donaire (1979) hablan de un Mioceno, y Molina et al. (1982) se decantan por una edad Plioceno para la superficie elaborada sobre los conglomerados.

Este conglomerado se encuentra claramente tectonizado. En efecto, si nos situamos en un punto de la carretera Monsagro-Serradilla del Arroyo, en las proximidades de esta localidad, y miramos hacia el SW, observaremos dos grandes cerros planos, escalonados. El cerro situado al E, Lijal (977 m.) sólo presenta 13 m. de Conglomerados Versicolores sobre el basamento pizarroso, mientras que el denominado Los Llanos (949 m.) tiene sobre el basamento 20 m. de conglomerados, y encima de éstos la raña; ambos cerros sólo distan

aproximadamente 1 Km. Utilizando el altímetro de precisión, medimos la altitud a la que se sitúa la base de los conglomerados en ambos cerros: en Lijal a 964 m. y en Los Llanos a 940 m., lo que da una diferencia de 24 m.

La falla que produce esta desnivelación se aprecia en foto aérea, y tiene una dirección de N 25° E, y un salto total de 24 m., estando el bloque W (el de Los Llanos) ligeramente basculado hacia el W (Foto núm. 8 y Corte 1).

2.3. LAS RAÑAS

Discordantes sobre el basamento y disconformes sobre los Conglomerados Versicolores e incluso sobre las Areniscas Arcóscicas Superiores, se encuentran los depósitos conglomeráticos de las rañas. (Fotos núms. 1 y 4).

Mingarro Martín (F.) et all. (1971, b) incluyen estos depósitos en el tramo superior de los conglomerados oligocenos, mientras que en las zonas próximas a la sierra los consideran como pliocenos. Para ellos, en esta zona, no aparecen los depósitos de raña, y, en todo caso existiría «una superficie morfológica de raña» elaborada sobre los materiales oligocenos.

Arribas y Jiménez (1971, b) en la Memoria de la Hoja de Plasencia se refieren a unos materiales pliocuaternarios que «sin tratarse de verdaderas rañas, estos sedimentos tienen caracteres análogos, los cuales van siendo cada vez más semejantes a medida que aumentó su potencia y su proximidad a los relieves cuarcíticos de la Sierra de Tamames, Peña de Francia, El Guindo, Valdefuentes y El Carazo, donde forman un verdadero conglomerado».

Posteriormente Sanz Donaire (1979) hace un estudio bibliográfico detallado sobre el tema, y describe el perfil de la raña en Alba de Yeltes (en el límite N de nuestra zona), que se compone de dos unidades:

- Inferior, «de cantos de cuarcita pálidos, engastados en una matriz arenoso-arcillosa rojiblanca» con una potencia de 120 cm.
- Superior, en el que se observan dos niveles:
 - el inferior, de cantos de cuarcita de menor tamaño, alterados, con una pátina roja oscura en superficie, y en sección presentan una aureola externa rojinegra y un núcleo claro (potencia 70 cm.).
 - el superior, de 40 cm. de potencia, de cantos de cuarcita fragmentados y gravillas, con arcillas y costras de hierro en su base.

Molina et all (1982) al estudiar la evolución morfológica de la fosa de Ciudad Rodrigo, definen la superficie de la raña para esta zona y hablan de «dos sistemas de rañas que se diferencian morfológicamente en sus cabeceras pero que se funden en un solo nivel hacia sus pies». Describen el perfil ge-

neral de estas rañas, destacando los rasgos de hidromorfismo que afectan a los cantos y a la matriz.

Coincidiendo con Molina et all (1982), nosotros hemos encontrado en nuestra zona dos niveles de rañas, en los que se pueden observar unos perfiles similares a los descritos por Sanz Donaire.

2.3.1. *La Raña Superior (Raña I).*

Los depósitos que forman la Raña I están situados en el sector E de nuestra zona y se encuentran limitados al W por el río Morasverdes y al E por el Yeltes, extendiéndose desde la cota de 1.070 m. a la de 880 m. en una distancia aproximada de 9 Km.

Cartográficamente se caracterizan por tener una forma de abanico desplegado sobre los Conglomerados Versicolores, y cuyo ápice comienza a partir del basamento.

2.3.2. *La Rasa Inferior (Raña II).*

Los depósitos correspondientes a la raña inferior se encuentran situados en el centro de nuestra zona, limitados al E por el río Morasverdes, y al W por un escarpe labrado por la acción de los afluentes del Agueda. Se extiende desde la cota de 940 m. hasta los 840, en una distancia máxima de 7 Km.

Cartográficamente, la Raña II aparece distribuida en dos sectores: uno de mayor extensión, entre el río Morasverdes y el Tenebrilla, y otro de menor extensión al W del río Gavilanes, que parte del sinclinal de Guadapero, rodea la Sierra del Carazo y se extiende hasta la Serradilla del Llano.

2.3.3. *Conclusiones sobre las Rañas*

A partir de los numerosos datos de campo obtenidos en el estudio de varias secciones de las dos rañas, podemos concluir que ambas se caracterizan por presentar un perfil en el que se diferencian tres tramos o niveles. (Fotos números 1 y 5).

— Inferior: Yace de forma erosiva sobre los Conglomerados Versicolores, y a veces sobre las A. A. Superiores, tiene una potencia que oscila entre 1 y 4 m., y está formado por un conglomerado amarillo, con cantos de hasta 50 cm. de diámetro. Los cantos son de color blanco exteriormente, y en sección presentan una aureola externa blanquecina y un núcleo rojizo, anaranjado o amarillo, estando engastados en una matriz arcilloso-limosa con arenas finas, de color rojizo o amarillento. Este tramo es fuertemente erosivo sobre los materiales subyacentes y presenta abundantes rasgos de hidromorfismo. (Foto núm. 6).

— Medio, o nivel de acumulación de óxidos de hierro: Con un espesor

variable entre 1 m. y 40 cm., está formado por cantos de cuarcita (tamaño máximo 10 cm.) muy rubefactados, que en sección presentan una aureola externa de color rojo oscuro, y un núcleo anaranjado o amarillo, engastados en una matriz de arena fina, limo y arcilla, con abundantes concreciones de óxidos de hierro que cementan fuertemente los cantos (Foto núm. 7).

- Superior, o nivel de lavado: con una potencia máxima de 50 cm., está formado por cantos de cuarcita muy fragmentados y rubefactados, similares a los del nivel anterior, y por una matriz arenoso-limosa de color marrón claro o gris. Está muy modificado por la acción del hombre.

Las dos rañas presentan dos poblaciones granulométricas fundamentalmente: los gruesos y los finos, apreciándose claramente en el nivel de acumulación de óxidos de hierro, cuyas curvas granulométricas son muy típicas.

Estas dos poblaciones tienen un origen doble:

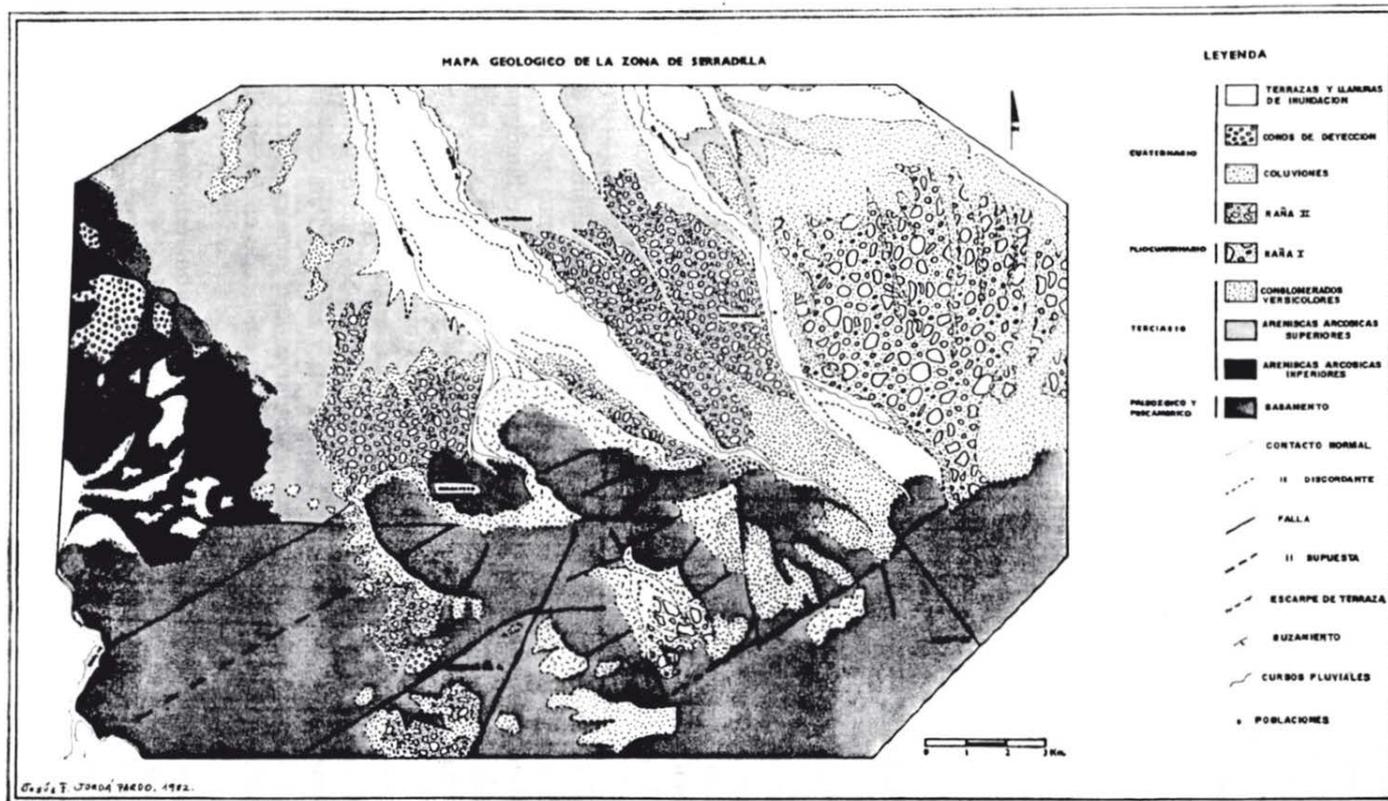
- Por un lado, estarían los materiales provenientes de la erosión de las cuarcitas de la sierra que dan cantos y gravas fundamentalmente, y de la erosión y desmantelamiento de las pizarras y su alteración, que producirían limos y arcillas.
- Por otro, tendríamos materiales de los depósitos conglomeráticos subyacentes, que una vez erosionados y removilizados proporcionarían cantos y matriz a las Rañas.

Respecto a la génesis de las Rañas, los datos anteriormente expuestos nos hacen pensar en varios sistemas de abanicos aluviales que según Molina (1975) se producirían bajo condiciones climáticas estacionables, y según Vidal Box (1944) en un clima árido con fuertes precipitaciones esporádicas.

La Raña Superior sería un abanico aluvial, o un sistema de abanicos aluviales, con la cabecera situada a 1.070 m. de altitud, al N del Pico Hastiala, extendiéndose hasta las proximidades del río Yeltes, en nuestra zona, y fuera de ella continúa hacia el N.

El sistema de abanicos aluviales de la Raña Inferior tiene sus cabeceras entre los 1.000 y los 970 m., y no parte de un único punto, sino que rodea al sinclinal de Guadapero, dirigiéndose hacia el sistema fluvial actual, como ya habían señalado Molina et al. (1982).

La edad de la Raña se sitúa en el límite Plio-Pleistoceno (Aguirre et al., 1976), o entre los 2 y 3 millones de años (Pérez González, 1979). En nuestra zona, Molina et al. (1982) han señalado la existencia de dos pulsaciones tectónicas pliocenas que originarían los dos niveles de Rañas. A este respecto no-



Mapa geológico de la zona de Serradilla del Arroyo

sotros opinamos, que si bien, el primer nivel de Raña o Raña Superior se debe a un sistema de abanicos aluviales generado por una pulsación tectónica, posiblemente finipliocena, el segundo nivel o Raña Inferior, se originaría por abanicos aluviales de menor tamaño, asociados ya al sistema fluvial, y no necesariamente por una pulsación tectónica.

Sobre la edad de las Rañas y su relación con la tectónica volveremos más adelante.

Los suelos desarrollados sobre ambas Rañas presentan ciertas diferencias, según Gallardo y Molina (1982):

- En la Raña I son luvisoles y acrisoles con caolinita abundante.
- En la Raña II hay menor proporción de caolinita y abundan los intergrados a montmorillonita.

3. ESTRUCTURA MORFOLOGICA DE LA ZONA

3.1. DEFINICIÓN MORFOESTRUCTURAL DE LOS BLOQUES

La zona estudiada se encuentra situada en el flanco N de la Bóveda Castellano Extremeña, megaestructura definida por Alía Medina (1976), y que con una dirección predominante NE-SW abarca gran parte del Sistema Central Español. Esta megaestructura viene definida no sólo por las fracturas NE-SW y E-W en el basamento, sino también por «alineaciones en la cobertera» que reflejan las alineaciones en el basamento oculto.

El autor explica esta megaestructura por un abombamiento de la corteza durante el Paleógeno, que se tradujo en un hundimiento de los flancos y un levantamiento de las zonas axiales en el Mioceno. Este hundimiento es más acusado en el flanco septentrional de la estructura, donde está enclavada nuestra zona.

Ubanell (1977) al estudiar las imágenes obtenidas por satélites ERTS-1 y LANDSAT-2, de la región central española, establece un modelo de fracturación en el que destacan las fallas de dirección NE-SW, sus coonjugadas NW-SE, y en menor proporción las NNE, las E-W y las N-S. Para este autor la principal fracturación es tardihercínica, produciéndose grandes «decrochements» sinistral y dextral de dirección NE-SW, existiendo en épocas alpinas un rejugue de muchas de estas fallas.

Más recientemente, Sanz Donaire (1979), en un sector más restringido del Sistema Central Español (Sierras de Béjar, Francia y Gata) encuentra una serie de fracturas NE-SW entre las que destacan las: falla de Torralba-Ciudad Rodrigo, falla de Vegas de Domingo Rey-Monsagro-Tamames, línea de fallas

de los Portillos, falla del Alagón y falla de Plasencia. Estas fracturas han funcionado primeramente como «decrochements» tardihercínicos, y han rejugado verticalmente durante la época alpina. El espacio entre las fallas es constante, aproximadamente de 15 km., y diferenciándose cuatro bloques fundamentales: el de Morasverdes, el de las Hurdes Altas -- Francia, el de las Hurdes Bajas y el del Corredor y Sierra de Béjar. Nuestra zona se encuentra situada a caballo entre el bloque de Morasverdes y el de las Hurdes Altas-Francia (Figura 3).

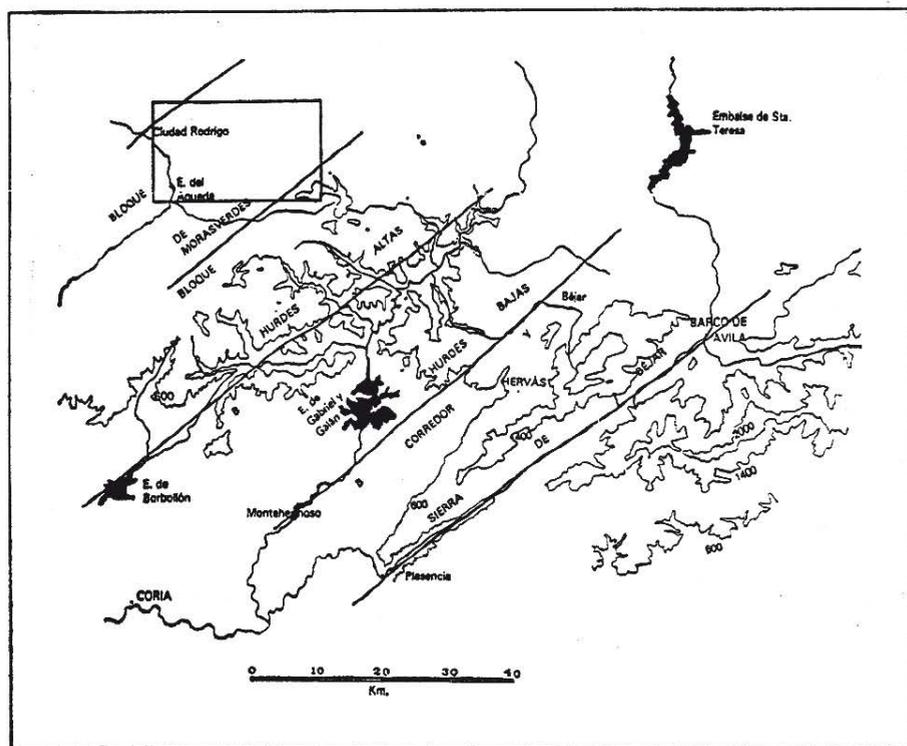


Figura 3.—Bloques tardihercínicos del sector occidental del Sistema Central Español, según Sanz Donaire (1979), y situación de nuestra zona.

3.1.1. Red de fracturación

A partir de la fotografía aérea y de la posterior comprobación en el campo, hemos obtenido una red de fracturación, compuesta por varios sistemas de fallas (Figura 4). Estos sistemas son:

- Sistema de fracturación NE-SW:

Es el sistema fundamental de la zona, compuesto por fallas cuya dirección oscila entre los N 55° E y los N 60° E, con un trazado muy largo y continuo, que tiene un paralelismo con el dique de Plasencia-Alentejo (García de Figuerola, 1963; García de Figuerola et al., 1974). Corresponden estas fallas a

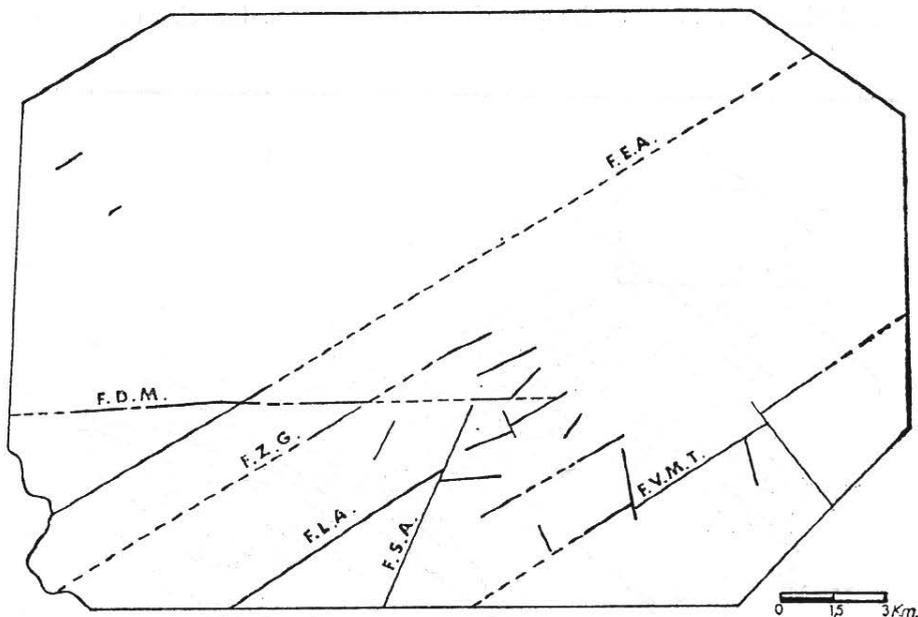


Figura 4.—Red de fracturación de la zona estudiada. F.V.M.T.: Falla de Vega de Domingo Rey-Monsagro-Tamames. F.E.A.: Falla del Embalse de la Agueda. F.Z.C.: Falla de Zamarra-Guadapero. F.L.A.: Falla de La Atalaya. F.S.A.: Falla de Serradilla del Arroyo. F.D.M.: Falla de la Dehesa de Macarro.

«decrochements» tardihercínicos (Vegas, 1974; Alía Medina, 1976; Ubanell, 1977; Rodríguez Alonso, 1979, etc.), con carácter sinistral (Parga, 1969) y dextral (Ugidos, 1974), que posteriormente rejugaron durante el Alpino (Pedraza Gilsanz, 1973; Jiménez Fuentes, 1975; Alía Medina, 1976; Jiménez Fuentes y Cruz Reyes, 1976; Martín Escorza, 1976, a y b, 1977; Ubanell, 1977; Sanz Donaire, 1979; etc.), para estabilizarse a partir del Plioceno (Pedraza Gilsanz, 1973, en la Sierra de Gredos). En nuestra zona destacan por su particular importancia las siguientes fallas:

- La falla de Vegas de Domingo Rey-Monsagro-Tamames, que se pron-

ga hasta Salamanca capital, y es la causante del hundimiento relativo del bloque de Morasverdes con respecto al de las Hurdes Altas-Francia, de Sanz Donaire (1979). Esta falla, de gran continuidad lineal, y trazado más o menos rectilíneo, se encuentra fracturada y desplazada por otras de direcciones N 60° E y N 20° E.

- La falla de Vegas de Domingo Rey-Monsagro-Tamames, que se prolonga hasta Salamanca capital, y es la causante del hundimiento relativo del bloque de Morasverdes con respecto al de las Hurdes Altas-Francia, de Sanz Donaire (1979). Esta falla, de gran continuidad lineal, y trazado más o menos rectilíneo, se encuentra fracturada y desplazada por otras de direcciones N 60° E y N 20° E.

- La falla del Embalse del Agueda, cuya prolongación pasa aproximadamente por Morasverdes, y es la responsable de que el Cinclinal de Guadapero se hunda por debajo de la cobertura sedimentaria, para volver a aparecer unos kilómetros más al NW en el Sinclinal de Torralba-Peronilla.

- Entre ambas, existen otras fallas con esta misma dirección, entre las que destacan: la falla de Guadapero-Zamora, que afecta a los dos flancos del Sinclinal de Guadapero, y la de La Atalaya, que está cortada y desplazada por fallas N 23° E y N 20° W.

Aunque fuera ya de nuestra zona, la falla de Torralba-Ciudad Rodrigo presenta cierta importancia, dado que afecta a la Sierra Peronilla, y limita al bloque de Morasverdes por el NW.

— Sistema de fracturas NW-SE:

Sistema conjugado del anterior, pero de menor importancia, presenta una dirección de N 30° W, y son fracturas de corto trazado, que afectan a las anteriores, desplazándolas en algunos casos, como ocurre en la falla de Vegas de Domingo Rey-Monsagro-Tamames.

Han sido citadas por los anteriores autores como fallas conjugadas de las NE-SW, con un origen tardihercínico y un posterior rejuego alpino.

— Sistema de fracturas NNE-SSW:

Las direcciones de estas fallas oscilan entre los N 23° E y los N 25° E, destacando por su mayor trazado la falla de Serradilla del Arroyo (pasa ligeramente al E de esta localidad) que corta y desplaza a la falla de La Atalaya, y además afecta a la Serie de los Conglomerados, hundiendo el bloque situado más al W, produciéndose un salto vertical de 24 m. (Ver epígrafe 2.2.3.) (Foto núm. 8).

Este sistema de fallas es más o menos paralelo a la falla Alba-Villoria, la cual ha actuado con posterioridad a la deposición del Mioceno de aquella zona (Jiménez Fuentes, 1973). También existe un paralelismo entre este sistema y algunos sierros salmantinos, definidos por García de Figuerola y Parga (1971).

Han sido citadas fallas de este tipo en el Sistema Central por Pedraza Gilsanz (1973), Jiménez Fuentes (1975) y Ubanell (1977) entre otros.

— Sistema de fracturas NNW-SSE:

Sistema posiblemente conjugado del anterior, con una dirección que oscila entre N 20° W y N 25° W, y un corto trazado. Al igual que el anterior, estas fallas cortan y desplazan a las fracturas NE-SW, como ocurre también en la Sierra de Gredos (Pedraza Gilsanz, 1973).

— Sistema de fracturas E-W:

Este sistema está representado casi exclusivamente por una fractura de dirección E-W, o falla de la Dehesa de Macarro, que hacia el borde W sufre una ligera inflexión hacia el S (unos 3°). Presenta un trazado suavemente sinuoso, pero con una gran continuidad, y afecta a las pizarras del basamento y al Terciario (Areniscas Arcóscicas Inferiores y Superiores). En la zona próxima al contacto con el basamento, las Areniscas Arcóscicas Inferiores penetran en éste por un pequeño golfo, y es precisamente ese entrante el que aparece cortado por la falla y basculando hacia el N. También es responsable esta falla de que el contacto basamento-Terciario, en la parte W de nuestra zona, sea una línea E-W y no NE-SW, como es la tónica general, y posiblemente es la causante a su vez del estiramiento hacia el E del flanco W del Sinclinal de Guadapero. Es de destacar la banda de millonitización que la falla produce en las pizarras, formándose una brecha de fragmentos de pizarra cementados por óxidos de hierro.

Fernández Amigot (1981), mediante prospección geofísica había detectado ya esta falla (aunque no la había cartografiado como tal), apreciándose en los mapas que aporta, su gran verticalidad.

Este sistema de fallas es paralelo a la Banda estructural de Toledo, o conjunto de fracturas E-W que han jugado un importante papel en la sedimentación del Terciario del Tajo, produciéndose a favor de ellas una serie de hundimientos de bloques durante el Paleógeno y el Mioceno (Alia Medina, 1976).

También han sido citadas fallas de dirección E-W en la Sierra de Gredos (Pedraza Gilsanz, 1973), en el valle del Jerte (Jiménez Fuentes y Cruz Reyes, 1976), con actividad prevallesiense, y en la Cuenca de Madrid, con actividad durante el Mioceno (Martín Escorza, 1976, a).

3.1.2. *Delimitación de los bloques*

Una vez vistos los sistemas de fracturas que afectan a nuestra zona, podemos definir y delimitar una serie de bloques que con sus movimientos durante la época alpina, han ido condicionando el proceso morfogenético.

Siguiendo las ideas de Sanz Donaire (1979), podemos distinguir dos blo-

ques fundamentales en esta zona: el bloque de Las Hurdes Altas-Francia y el bloque de Morasverdes.

El bloque de Las Hurdes Altas-Francia sólo aparece en el extremo sur-oriental de la zona estudiada, y está limitado por la falla de Vegas de Domingo Rey-Monsagro-Tamames. En este bloque se encuentra situada la cota más alta de la zona: Hastiala, con 1.735 m., destacándose también una serie de picos situados entre los 1.400 y los 1.600 m., mientras que las cotas más bajas oscilan alrededor de los 1.100 m. Está constituido por cuarcitas ordovícicas (Rodríguez Alonso, 1979), sobre las que descansan algunos coluviones cuaternarios.

El bloque de Morasverdes presenta una mayor complejidad; está limitado al SE por la falla de Vegas de Domingo Rey-Monsagro-Tamames y al NW por la falla de Torralba-Ciudad Rodrigo, ya fuera de nuestra zona. Este bloque aparece hundido con respecto al anterior, y ha sufrido un desplazamiento horizontal relativo hacia el NE, a favor de las fallas que lo limitan, como puede apreciarse en la inflexión que sufren las cuarcitas de la Sierra Peronilla y Torralba al ser cortadas por la falla de Torralba-Ciudad Rodrigo. La anchura de este bloque es de 19 Km. (medidas perpendicularmente a las fallas limitantes), y en el que se pueden distinguir varios de menor entidad situados escalonadamente:

— Bloque de Guadapero-Serradilla del Arroyo:

Está limitado por la falla de Vegas de Domingo Rey-Monsagro-Tamames, la falla del Embalse del Agueda y la falla de la Dehesa de Mocarro y tiene una anchura de 9 Km. Presenta una gran complejidad estructural, y está constituido por las pizarras y cuarcitas del basamento, con algunos retazos de depósitos terciarios y cuaternarios, perdiéndose por debajo de éstos hacia el NE, y hacia el N y NW, a favor de las fallas del Embalse del Agueda y de la Dehesa de Mocarro. Dentro del basamento las cotas varían de 1.169 m. (Cerro de Alcornocosa) a 660 m. en la cortada del Agueda. Este bloque está cortado por todos los sistemas de fracturas citados anteriormente, destacando la falla de La Atalaya, de dirección NE-SW, que divide al bloque en otros dos de menor tamaño, de 4,5 Km. de anchura cada uno, situados escalonadamente:

- El bloque SE, o de Serradilla del Arroyo, es el más alto, y está fracturado por varios sistemas de fallas, entre las que destaca la de Serradilla del Arroyo, de dirección NNE-SSW, que corta a la de La Atalaya, limitando un bloque triangular, bloque de Los Llanos, que se encuentra hundido 24 m. con respecto al bloque adyacente por el E, o bloque de Lijal, como ya vimos anteriormente.
- El bloque NW, o de Guadapero, más deprimido, comprende el Sinclinal del mismo nombre, estructura tectónica que con una dirección NW-SE,

se destaca claramente en el paisaje, formando dos pequeñas sierras paralelas. Los flancos de cuarcita se hallan cortados por fracturas NE-SW y EW. La falla del Embalse del Agueda hace que este sinclinal desaparezca bruscamente por debajo de la cobertura sedimentaria. Más al W, entre el flanco W del sinclinal y el río Agueda, este bloque se separa de la falla del Embalse del Agueda, para ceñirse a la de la Dehesa de Macarro, de dirección E-W, formando así un bloque triangular, limitado por las dos fallas y el río Agueda, bloque que además de las pizarras del basamento contiene un retazo de las Areniscas Arcóscicas Inferiores, cortadas y basculadas por esta última falla. La Falla de la Dehesa de Macarro tiene un plano muy verticalizado, y un salto vertical superior a los 400 m., como puede observarse en los mapas de isoespesores del Terciario de la Fosa de Ciudad Rodrigo, de Fernández Amigot (1981).

Como hemos visto, el bloque de Guadapero se encuentra cortado longitudinalmente por fallas NE-SW, que guardan un espaciado muy constante y regular, oscilando entre 2 y 3 km. según la zona.

— Bloque de Tenebrón:

Limitado por las fallas del Embalse del Agueda y de la Dehesa de Macarro a S y SE, y por la de Torralba-Ciudad Rodrigo al NW, está situado entre las cotas de 850 m. y 600 m., en el borde del río Agueda, y tiene una anchura de unos 10 Km. Los materiales que lo componen son predominantemente depósitos terciarios y cuaternarios, aflorando el basamento únicamente en la Sierra Peronilla, alineamiento de cuarcitas que es la continuación del flanco W del Sinclinal de Guadapero. Estas cuarcitas se encuentran cortadas por fallas NE-SW, con un espaciado entre ellas de 2 a 2,5 km. Destaca la falla de Torralba-Ciudad Rodrigo, límite NW del bloque, que ha jugado en alguna ocasión, probablemente en época terdihercénica, como falla de desgarre, como ya dijimos anteriormente.

El bloque se encuentra hundido con respecto al de Guadapero-Serradilla del Arroyo y al inmediato por el NW, y basculado o desnivelado hacia el SW, como puede observarse en la paulatina desaparición de la Sierra Peronilla por debajo del Terciario. Este basculamiento hacia el SE ya había sido apuntado anteriormente por Fernández Amigot (1981) y por Molina et al (1982). (Ver Cortes 1, 2 y 3).

3.2. LAS GRANDES ENTIDADES MORFOLÓGICAS DE LA ZONA

Siguiendo en parte el esquema morfológico y la secuencia morfogenética que Molina et al (1982) proponen para la Fosa de Ciudad Rodrigo, nosotros vamos a exponer aquí la secuencia de entidades morfológicas que encontramos en nuestra zona, para más tarde establecer un modelo evolutivo en este sector de la Fosa.

3.2.1. *Las cumbres de la sierra*

Las cumbres que aparecen en la zona se encuentran todas situadas sobre crestones de cuarcita, y están agrupadas en varios niveles que se corresponden con los bloques definidos anteriormente.

Así, en el bloque de Las Hurdes Altas-Francia encontramos las cumbres más altas, destacándose Hastiala, con 1.735 m., y una serie de picos cuyas cotas oscilan entre los 1.400 y los 1.600 m. (Cortes 1 y 2).

En el bloque de Morasverdes distinguimos tres niveles:

- Uno situado en el bloque de Serradilla del Arroyo, donde las cumbres oscilan entre los 1.169 y los 1.052, y se presentan de forma puntual, formando cerros más o menos piramidales.
- Un segundo nivel situado en el bloque de Guadapero, donde las cumbres se encuentran alineadas siguiendo los flancos del sinclinal, con cotas que oscilan entre los 1.120 m. y los 1.010 m.
- Un tercer y último nivel, situado en el bloque de Tenebrón, donde las únicas cumbres que aparecen son las de la Sierra Peronilla, encontrándose alineadas, y oscilando entre los 801 m. en el N, y los 337 m. en el S, y constituyendo esta sierra un paleorelieve fósil exhumado con posterioridad a la Raña II (Corte 3).

Estos niveles de cumbres podrían haber formado parte de un único nivel, que según Molina et al (1982) tendría una edad posterior a las arenas silíceas de la base del Terciario, para toda la Fosa de Ciudad Rodrigo. No obstante, en nuestra zona, sólo podríamos asimilar a un mismo nivel, los tres niveles de cumbres correspondientes al bloque de Morasverdes, nivel que sería anterior a la deposición de las Areniscas Arcólicas Inferiores.

3.2.2. *Los frentes de sierra*

Los frentes de sierra principales que aparecen en nuestra zona corresponden a los siguientes macizos: macizo de Hastiala, en el bloque de Las Hurdes Altas-Francia, macizo del Cerro de Alcornocosa, en el bloque de Serradilla del Arroyo, macizo de Guadapero en el bloque del mismo nombre, y Sierra Peronilla en el bloque de Tenebrón.

El frente de sierra del macizo del Hastiala está formado por una superficie trapezoidal que culmina en el pico Hastiala (1.735 m.) y se apoya a 1.100, siguiendo aproximadamente la línea de la falla de Vegas de Domingo Rey-Monsagro-Tamames, donde se produce el cambio de pendiente. Esta superficie trapezoidal mira hacia el NW, tiene una pendiente del 25-30 por 100, y está seccionada transversalmente por una serie de arroyos y regatos cuaternarios. En algunos lugares este frente trapezoidal está recubierto por derrubios de ladera

o coluvines cuaternarios, que forman grandes pedrizas de cantos muy angulosos de cuarcita, aunque en este macizo predominan las laderas desnudas, dado la gran pendiente de la superficie del frente de sierra (Cortes 1 y 2).

El frente de sierra del macizo del Cerro de Alcornocosa presenta una mayor complejidad, ya que la intensa fracturación del bloque de Serradilla del Arroyo no ha permitido conservar grandes superficies. Se pueden observar tres alineaciones cuarcíticas de dirección NW-SE, separadas por dos vaguadas que están extranguladas en su extremo N. Estas tres alineaciones están situadas entre las cotas de: 1.161 y 1.000 m., la más suroccidental, 1.169 y 1.000 m. la central, y 1.052 y 960 m. la más nororiental. El cambio de pendiente se produce aproximadamente entre los 1.000 m. y los 950 m., y las pendientes de los planos definidos por las cimas y las bases de estas alineaciones oscilan entre el 16 y el 10 por 100. Las laderas están cubiertas en muchos casos por derrubios de ladera y coluviones cuaternarios de cantos de cuarcita muy angulosos, formando pedrizas, fundamentalmente en aquellas laderas que se dirigen a las vaguadas limitadas por las alineaciones. Estas vaguadas o navas en la terminología popular local, están rellenas, además de por estos derrubios, por materiales de los Conglomerados Versicolores, de la Raña II y por depósitos fluviales cuaternarios.

El frente de sierra del macizo de Guadapero se caracteriza por presentar un golfo entre los dos flancos del sinclinal, en el que afloran pizarras. Los frentes de las sierras paralelas formadas por el sinclinal, están constituidos por unas superficies trapezoidales alargadas, que van desde los 1.120 m. a los 920 m. en la Sierra del Carazo (flanco W) y desde los 1.108 m. y los 940 m. en la Sierra de Valdefuentes (flanco E). Las pendientes de estas superficies oscilan entre el 20 y el 16 por 100. Las laderas están, en un primer tramo más alto, descubiertas, y a partir del cambio de pendiente situado aproximadamente a 940-920 m., aparecen cubiertas por extensos depósitos coluvionares y derrubios de ladera cuaternarios, que rodean prácticamente a las dos sierras, siendo muy abundantes en el interior del golfo producido por el sinclinal.

Por último en la Sierra Peronilla, el frente de sierra está constituido por dos planos rectangulares, muy alargados, cuya intersección produce las cumbres de la sierra, y que están situados entre los 801-737 m. y los 720-700 m. La pendiente de estas superficies varía del 15 al 7 por 100. Las laderas de esta sierra aparecen en su mayor parte descubiertas o desnudas.

A lo largo de la anterior exposición, se aprecia que los cambios de pendiente o «nicks» se sitúan paulatinamente a cotas más bajas: 1.100 m. en el macizo del Cerro de Alcornocosa, 940-920 m. en el macizo de Guadapero y 720-700 m. en la Sierra de Peronilla. Este hecho nos confirma el progresivo hundimiento de los respectivos bloques, que es mayor al ir avanzando hacia el centro de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Cortes 1 y 2).

Los depósitos coluvionares y los derrubios de laderas de forma cóncava que terminan en la cabecera de un arroyo. Podemos diferenciar dos tipos: los coluviones móviles y los coluviones fijos.

Los coluviones fijos están formados por sucesivos lechos de cantos de cuarcita muy angulosos, que alternan con lechos de materiales más finos, y presentan una fuerte compactación y a veces están cementados. Suelen tener espesores de varios metros y en su superficie puede haber coluviones móviles.

Los coluviones móviles se desarrollan sobre los fijos o sobre laderas, cuyas pendientes sean superiores a las pendientes de equilibrio de estos depósitos, que están formados por cantos de cuarcita muy angulosos que se mueven hacia abajo por la acción de la gravedad y por otros factores (agua e hielo).

Ambos tipos de coluviones se generan por procesos de periglaciario, y su edad habría que situarla en el Pleistoceno (Vadour y Asensio Amor, 1972; Asensio Amor y González Martín, 1976).

3.2.3. *Las superficies morfológicas relictas*

Estudiamos bajo esta denominación los restos de tres superficies que constituyen el piedemonte N de la Sierra de Francia en nuestra zona. Estas tres superficies son, de más antigua a más moderna:

- La Superficie Preraña.
 - La Superficie de la Raña I.
 - La Superficie de la Raña II.
- (Ver Cortes 1, 2 y 3).

3.2.3.1. *La superficie Preraña*

En nuestra zona sólo aparecen algunos retazos de esta superficie, que se encuentra elaborada sobre las pizarras del basamento y sobre los Conglomerados Versicolores. Su cabecera se apoya a 1.100 m., en el cambio de pendiente a «nick» del frente de sierra del macizo de Hastiala, y se extiende hasta los 850 m., hacia el centro de la Fosa de Ciudad Rodrigo, en las cercanías de Valdecarpinteros. La pendiente aproximada es de 1,2 por 100, y su orientación es hacia el NW preferentemente, y en menor proporción, hacia el W. En algunos puntos se conserva al aire, más o menos intacta, pero en la mayoría de los casos está erosionada y cubierta por las rañas. En nuestra zona la longitud de sus restos es de 20 Km., aunque según Molina et al. (1982), esta superficie posiblemente se prolonga hacia el N, encontrándose en Villar de Peralonso.

Esta superficie presenta una morfología de rampa, y podría considerársela como un «glacis de erosión en rocas blandas» (Biro y Dresch, 1966, en Gallart Gallego, 1977), dado que está elaborada sobre los materiales poco consolidados de los Conglomerados Versicolores, aunque en algunos puntos aislados, se

extiende sobre las pizarras del basamento, por lo que siguiendo la nomenclatura de los autores citados, sería un «pediment», en estos puntos.

Sin tratar de discutir el nombre exacto de esta superficie, que sería largo y prolijo, nosotros la consideramos como una rampa producto del arrasamiento de las pizarras del basamento y de los Conglomerados Versicolores. Este arrasamiento se produjo después de la deposición de esos conglomerados y con anterioridad al emplazamiento de la Raña I, la cual recubre y erosiona a la superficie. La superficie Preraña se encuentra cortada y escalonada, por la acción de la Falla de Serradilla del Arroyo, que como ya vimos, tiene un salto de 24 m. (Cortes 1 y 2). (Foto núm. 8).

Por tanto, la edad de la superficie Preraña, como se indica en su nombre, es anterior a la Raña I, y posterior a los Conglomerados, sobre los que se asienta. Esta superficie puede asimilarse a la descrita por Molina et all. (1982) en la Fosa de Ciudad Rodrigo, a la que atribuyen estos autores una edad pliocena, dado que es inmediatamente anterior a la Raña Superior, que Aguirre et all. (1976) sitúan en el límite Plio-Cuaternario.

3.2.3.2. *La superficie de la Raña I*

La superficie de la Raña I se extiende en nuestra zona desde los 1.070 m., en la cabecera, en la zona de cambio de pendiente del macizo de Hastiala, hasta los 880 m. al S de Aldehuela de Yeltes, abarcando 9 Km. de radio. La pendiente de esta superficie es de 2,1 por 100, y está orientada hacia el N. Se apoya sobre los materiales de los Conglomerados, erosionando la superficie Preraña, y aparece cortada longitudinalmente por numerosos arroyos afluentes del Yeltes, lo que le da un aspecto de «mano extendida» o de «abanico abierto». Esta superficie corta morfológicamente a la superficie Preraña, encajándose por debajo de ella al N de nuestra zona (Corte 3).

Morfológicamente, la superficie de la Raña I corresponde a una «bajada», que es un piedemonte producto de la coalescencia de abanicos aluviales (Fairbridge, 1968). Durante su deposición e inmediatamente después, existieron procesos de reorganización superficial, que originaron la superficie que vemos actualmente.

La Raña I o Raña Superior es la raña «sensu strictu», y su edad la sitúan Aguirre et all. (1976) en el límite Plio-Pleistoceno, y Pérez González (1979) la coloca entre los dos y tres millones de años.

Como veremos más adelante, la génesis de los depósitos y de la superficie de la Raña I es el producto de una pulsación tectónica finipliocena (Molina et all., 1982) que levantaría el bloque de Las Hurdes Altas-Francia, a consecuencia de lo cual se produciría una intensa fracturación de las cuarcitas, que se evacuarían junto con otros materiales mediante un sistema de abanicos aluviales, que se extenderían sobre el bloque deprimido de Morasverdes.

3.2.3.3. *La superficie de la Raña II*

En nuestra zona, la superficie de la Raña II se extiende desde los 940-920 m. en las proximidades al cambio de pendiente del macizo de Guadapero, hasta los 840 m. al E. de Tenebrón, comprendiendo 7 Km. de extensión. La superficie se encuentra orientada hacia el sistema fluvial actual: hacia el sistema del Yeltes, dirigiéndose al SW y W, al S del bloque citado. La pendiente de la superficie es del 1,4 por 100. La Raña II yace erosivamente sobre los Conglomerados Versicolores y su superficie corta morfológicamente a la superficie Preraña y a la de la Raña I. A su vez, esta superficie aparece cortada por los afluentes del Yeltes y del Agueda (Cortes 1, 2 y 3).

La superficie de la Raña II corresponde morfológicamente, al igual que la anterior, a una «bajada», pero el sistema de abanicos aluviales generadores correspondientes está ya en relación con el sistema fluvial, y podrían representar el primer depósito que se produciría al iniciarse el encajamiento fluvial. En este sentido estamos en discrepancia con Molina et al (1982), que consideran los depósitos y la superficie de la Raña II como producto de otra fase tectónica.

Admitiendo lo anterior, y dado que la superficie de la Raña II corta a la de la Raña I, que es plio-cuaternaria, los depósitos y la superficie de la Raña II son, en nuestra opinión, del Pleistoceno Inferior.

3.2.4. *Las formas de enlace*

Encajadas en las superficies anteriores, y enlazando éstas con los depósitos y formas fluviales propiamente dichas existen una serie de rampas, que están desarrolladas sobre los materiales del basamento y sobre los del Terciario.

Las rampas desarrolladas en el basamento, se extienden sobre las pizarras de la zona occidental del bloque de Guadapero. Esta rampa, o rampa de Zamorra, cuya cabecera está situada a 900 m., se extiende hasta la cortada del Agueda, quedando colgada a 730 m. Abarca 7 Km. de longitud, está orientada al W, y su pendiente es del 2,4 por 100. No presenta ningún tipo de recubrimiento, y está cortada por los afluentes del Agueda que llevan una dirección E-W. Suponiendo que la génesis de esta rampa se debe a la erosión producida por la escorrentía superficial sobre las pizarras, en los primeros momentos del encajamiento fluvial, con posterioridad a la Raña II, a la que corta (Corte 1).

Las rampas desarrolladas en el Terciario se extienden sobre los materiales de las Areniscas Arcóscicas Superiores de los Conglomerados Superficiales, en el bloque de Tenebrón. Podemos diferenciar dos grupos: las rampas orientadas hacia el Agueda y las rampas orientadas hacia el Yeltes.

- Las rampas orientadas hacia el Agueda están desarrolladas sobre las arcosas y enlazan la superficie Prereña con las formas y depósitos fluviales. Tienen su cabecera a 840 m. y acaban a 740 m., la pendientes es

del 3-4 por 100, y están orientadas hacia el SW. No presentan recubrimiento y están cortadas por los afluentes del Agueda.

- Las rampas orientadas hacia el Yeltes están cortadas por los afluentes de éste, y pueden diferenciarse en dos grupos:
 - Rampas que enlazan la Raña I con los depósitos y formas fluviales: Se desarrollan sobre los Conglomerados Versicolores y las Areniscas Arcóscicas Superiores, tienen su cabecera a 880 m. y acaban a 810 m., y están orientadas hacia el NNW. Su pendiente es del 1,4 por 100.
 - Rampas que enlazan la superficie de la Raña II con los depósitos y formas fluviales: Se desarrollan sobre las Areniscas Arcóscicas Superiores, tienen su cabecera a 840 m., y acaban a 800 m., y están orientadas hacia el NNW. Su pendiente es del 0,7 por 100 (Corte 2).

Como puede observarse, las rampas del Agueda presentan pendientes mayores a las del Yeltes, debido a que el encajamiento del primer río ha sido mucho más rápido que el del segundo, pues este último, aguas arriba se encuentra con un obstáculo que le impide seguir encajándose (fuera de nuestra zona).

La génesis de estas rampas se debe a procesos de erosión por arrollada difusa o escorrentía superficial en las vertientes de los ríos en el inicio del encajamiento de éstos antes de que se jerarquizara la red. Hay un predominio de la escorrentía horizontal sobre la acción lineal. Posteriormente estas superficies de enlace fueron cortadas por los pequeños afluentes al continuar el encajamiento de los ríos principales. Para ciertos autores este tipo de morfología es debido a tres elementos principales: escorrentía poderosa, que anule los efectos lineales, material fácilmente removilizable (areniscas, arcosas, conglomerados) y fenómenos de hundimiento en progresivos reajustes (Pedraza Gilsanz, 1976; López Vera, y Pedraza Gilsanz, 1976). En nuestro caso los factores esenciales serían únicamente los dos primeros.

Con la génesis de estas rampas comenzaría la exhumación del paleorelieve fósil de la Sierra Peronilla.

3.2.5. *El sistema fluvial cuaternario*

Al producirse el encajamiento de los ríos principales, la red fluvial se jerarquiza adquiriendo la fisonomía que presenta actualmente. Podemos dividir la zona en dos cuencas: la cuenca del Yeltes y la del Agueda, separadas por una divisoria marcada por una línea que va del Alto de la Atalaya (al S de Valdecarpinteros), a la Cuesta de la Jara, seguiría por la Sierra del Carazo y Alto del Hormazal, y terminaría en la Sierra del Guindo. El primer tramo está constituido por un largo y fuerte escarpe de cerca de 100 m. de desnivel vertical, producido por el encajamiento del Agueda.

Las formas principales que aparecen en ambas cuencas son: los cursos fluviales y los interfluvios, separados entre sí, en la mayoría de los casos por escarpes.

En la cuenca del Yeltes, los cursos fluviales se dirigen hacia el N, y llevan una dirección que oscila entre N-S y NW-SE. Son bastante rectilíneos, aunque en zonas de poca pendiente su trazado llega a ser meandriforme. Los interfluvios están constituidos por los restos de las superficies Preraña, de las Rañas I y II, y de las rampas de enlace, que han sido disectadas al encajarse la red, y han quedado colgadas (Corte 3). A lo largo del trazado de los ríos, los restos de estas superficies presentan unos escarpes bastante acusados, que llegan a tener en algunos puntos 10 ó más metros. En otros casos, como en el sistema Tenebrilla-Gavilanes, el interfluvio entre estos dos ríos es una terraza antigua. En las proximidades de la sierra, la separación entre los cursos fluviales está marcada por las alineaciones cuarcíticas, como es el caso de la Sierra de Valdefuentes. El encajamiento fluvial también ha cortado en algunos puntos a los coluviones, como puede observarse en las Sierras de Valdefuentes y Carazo.

En la cuenca del Agueda los cursos fluviales se dirigen hacia el W y su dirección predominante es E-W en el basamento y NE-SW en el Terciario. Los cursos fluviales encajados en el basamento presentan un trazado sinuoso e incluso meandriforme, mientras que los encajados en el Terciario (Areniscas Arcóscicas Inferiores y Superiores) tienen un trazado rectilíneo. Los interfluvios de los ríos de dirección E-W están formados por los restos de las superficies Preraña y de la Raña II, en las zonas más altas, produciéndose acusados escarpes, y aguas abajo, por los restos de la rampa de Zamarra, ya en las pizarras. Los interfluvios de los ríos NE-SW están constituidos por los restos de las rampas de enlace orientadas al Agueda, por los materiales de la Serie de Ciudad Rodrigo, y por los restos de las propias terrazas.

Los depósitos fluviales o de origen fluvial que encontramos en ambas cuencas son fundamentalmente: los conos de deyección, las terrazas y las llanuras de inundación, todos de edad cuaternaria.

En la cuenca del Yeltes sólo aparece un pequeño cono de deyección en la cabecera del río Tenebrilla, y es el producto del estrechamiento que existe entre la Sierra de la Nava y el Alto del Castillo, estrechamiento que fuerza a los arroyos provenientes de la Nava del Buen Padre a soltar su carga al atravesarlo.

En la cuenca del Agueda hay conos de deyección en dos puntos:

- Uno al S de la Sierra del Carazo, formado por aportes de cantos de cuarcita de ésta, de la Raña II y de los conglomerados terciarios.
- Otro al SW de la Sierra Peronilla, apoyados en ésta, y que resultan de

la pérdida de carga que experimentan los arroyos al atravesar dicha sierra por unos pequeños estrechamientos. Estos depósitos tienen una morfología clara troncocónica y están compuestos por materiales diversos (de las cuarcitas de la sierra, de los depósitos terciarios, de las Rañas).

En cuanto a las terrazas, lo primero que salta a la vista es el diferente grado de conservación de estos depósitos, que es mejor en la cuenca del Yeltes y peor en la del Agueda, y el diferente número de niveles, que es mayor en la cuenca del Agueda y menor en la del Yeltes.

En la cuenca del Yeltes las terrazas ocupan extensiones bastante grandes, de hasta 13 Km. de longitud por 2 de anchura, fundamentalmente en el sistema Tenebrilla-Gavilanes (Corte 3), en el río Morasverdes y en la margen izquierda del Yeltes (Corte 2), ya casi fuera de nuestra zona. Pueden diferenciarse dos niveles de terrazas, uno superior a + 6-8 m., y otro inferior a + 2-4 m., apreciándose bien los escarpes de terraza. Además se observa también que existen varios niveles de terrazas en sentido longitudinal, es decir desde la cabecera de los afluentes del Yeltes, y durante su recorrido hasta éste. Por debajo del nivel inferior de terrazas se encuentra la llanura de inundación. Los cantos que componen los depósitos de terrazas y llanuras provienen de los conglomerados terciarios de las rañas y de las laderas de las sierras cuarcíticas. Sobre estos depósitos se han desarrollado suelos gley de llanura aluvial (Gallardo y Molina, 1982).

En la cuenca del Agueda, las terrazas son de pequeña extensión, se encuentran muy degradadas, y los escarpes apenas se aprecian. Existen varios niveles: los cuatro primeros tienen escasa área, y están situados a + 200 m., + 140 m., + 120 m. y + 90 m., y están constituidos por cantos provenientes en su mayoría de la serie de los Conglomerados. El siguiente nivel, más claro y continuo, aparece a + 60 m., entre las cotas de 680 y 670 m., y está formado por cantos de cuarcita, bien redondeados, que en su mayoría provienen de la erosión cuaternaria de las cuarcitas de la sierra, y en menor medida de los conglomerados terciarios. En esta terraza existe un yacimiento superficial del Paleolítico Inferior con abundantes cantos tallados (Martín Benito, comunicación verbal). Por último existe un pequeño retazo de terraza a + 40 m. Es posible que entre este nivel y la llanura de inundación del Agueda (a 620 m.) existan otros niveles de terrazas, pero su estudio excede el objetivo de nuestro trabajo.

Como ya dijimos más arriba, es de destacar el mayor encajamiento del Agueda con respecto al Yeltes; esta diferencia de encajamiento se constata por varios hechos:

- Tomando como superficie referencial la de la Raña II, el río Yeltes se encuentra a 80 m. por debajo, mientras que el Agueda está a 300 m. por debajo del nivel de referencia.

- El sistema del Yeltes ha producido varios niveles de terrazas en sentido longitudinal, pero sólo dos en sentido transversal, mientras que el sistema del Agueda ha dejado seis niveles como mínimo en sentido transversal.
- Las rampas que constituyen las formas de enlace presentan pendientes mayores en la cuenca del Agueda y menores en la del Yeltes.
- El sistema del Yeltes ha conservado bastante bien las superficies morfológicas relictas y las terrazas, mientras que el del Agueda las ha desmantelado.

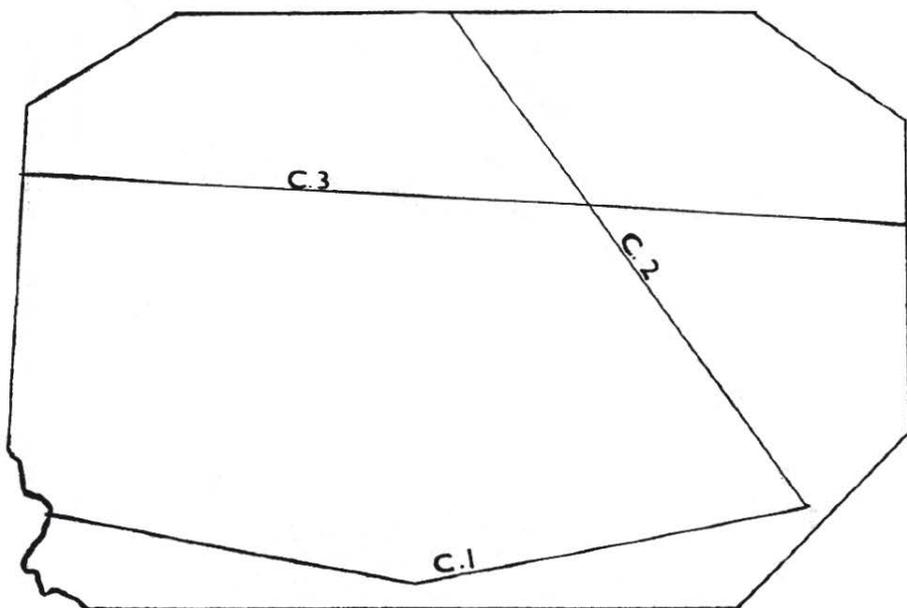
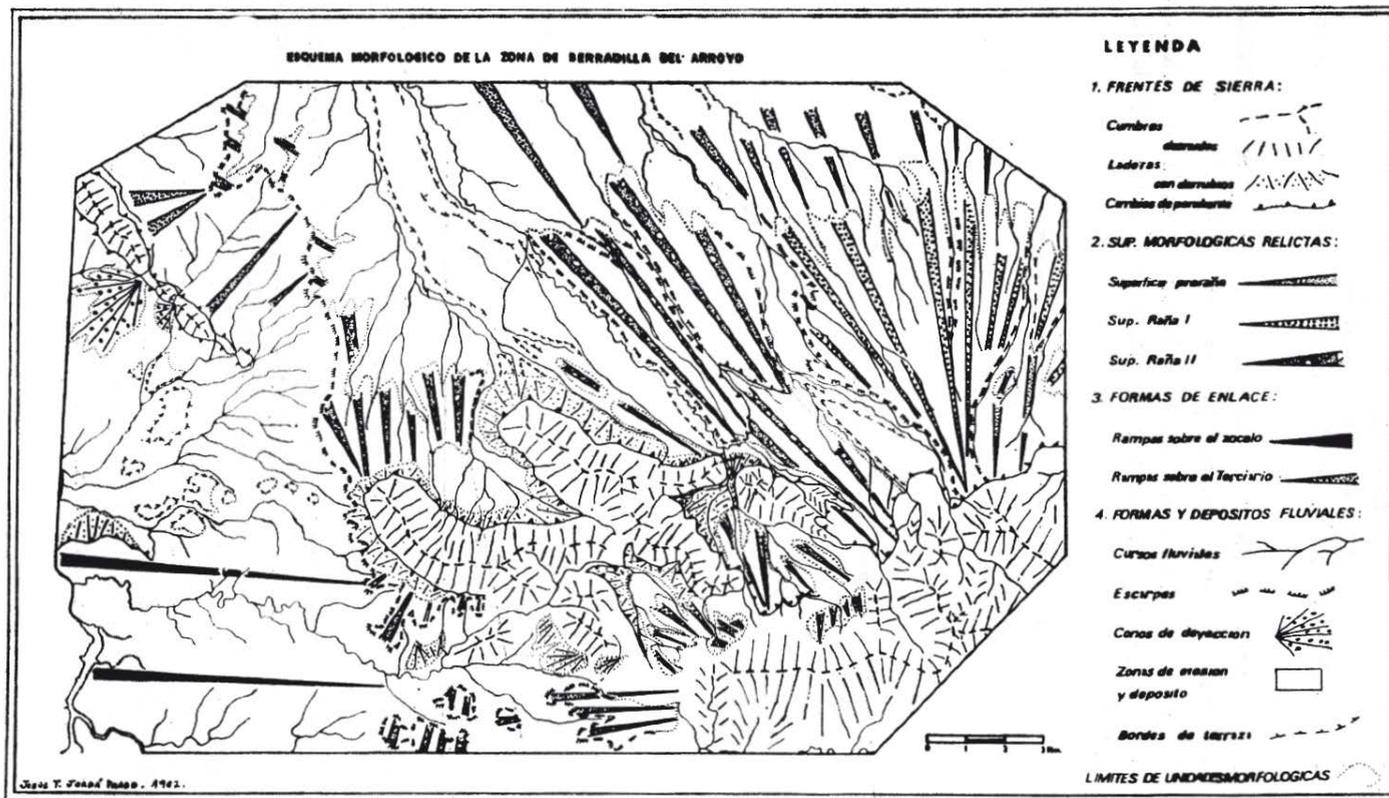


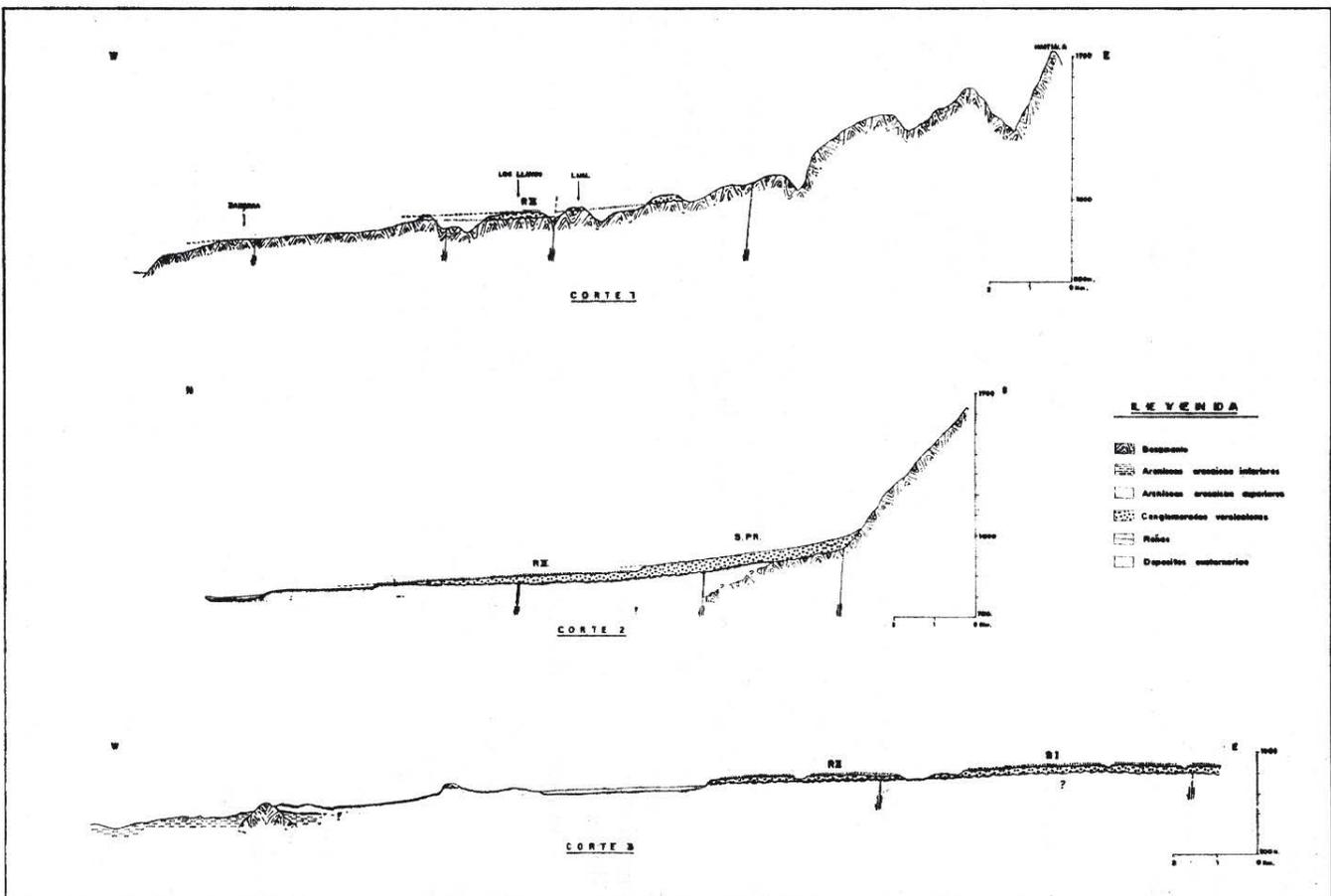
Figura 5.—Esquema de situación de los cortes en el mapa. (C. 1: Corte 1; C. 2: Corte 2; C. 3: Corte 3).

Este encajamiento diferencial hace que el sistema del Yeltes se quede colgado con respecto al del Agueda, y provoca que por erosión remostante las cabeceras de sus afluentes vayan retrocediendo hacia el NE, pudiendo llegar a capturar algún afluente del Yeltes.

Estas diferencias de encajamiento tan notables se deben a la existencia de un umbral paleozoico en el recorrido del Yeltes, entre Retortillo y Villavieja de Yeltes, a 700 m. de altitud. Este umbral que es la continuación del Sinclinal de Tamames impide el encajamiento del Yeltes por el efecto de presa, y pro-



Esquema morfológico de la zona de Serradilla del Arroyo



Cortes geológicos de la zona de Serradilla del Arroyo

voca el desarrollo de grandes llanuras de inundación en este río y en el Gavi-lanes (Molina et all., 1982).

Sería conveniente que geólogos, geomorfólogos y prehistoriadores hicieran un estudio exhaustivo e interdisciplinar de las terrazas del Yeltes y del Agueda, y de sus afluentes, con objeto de establecer su secuencia correcta, estudiar sus depósitos y analizar los yacimientos paleolíticos que en ellas se encuentran.

4. EVOLUCION MORFOGENETICA DE LA ZONA

A partir de los datos obtenidos por nosotros, expuestos anteriormente, y de los que nos aporta el análisis de la bibliografía para otras zonas del Sistema Central, intentaremos establecer la evolución morfogénica de la vertiente NW de la Sierra de Francia, estudiando su relación con la Fosa de Ciudad Rodrigo.

A favor de los desgarres tardihercínicos, y actuando sobre un basamento alterado y arrasado (García Abad y Martín Serrano, 1980; Molina et all., 1982), se inició un abombamiento de éste durante el comienzo del Paleógeno (Alia Medina, 1976), con la aparición de una zona elevada correspondiente al Sistema Central, y dos zonas deprimidas correspondientes a las dos mesetas castellanas.

Después de este abombamiento, y centrados ya en la zona de Salamanca, se depositaron las areniscas silíceas de la base del paleógeno, produciéndose a continuación un arrasamiento que afectó al basamento y a las areniscas silíceas (Molina et all., 1982).

Con posterioridad a este arrasamiento se produjo una intensa actividad tectónica que provocó el inicio de la formación de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Esta actividad tectónica se manifiesta por un rejuego de las fracturas tardihercínicas de dirección NE-SW, produciéndose un movimiento en tijera, que hace presentar a la Fosa de Ciudad Rodrigo una gran asimetría, con los mayores espesores situados al pie del bloque elevado de la Sierra de Francia, y los menores hacia la penillanura granítica del NW (Molina et all., 1982).

En nuestra zona después de este arrasamiento, se produjo una dislocación a favor de las fracturas NE-SW, dislocación que dividió la zona en dos bloques fundamentales: el bloque de Las Hurdes Altas-Francia, levantado, y el bloque de Morasverdes, hundido y escalonado a su vez en tres bloques menores: el de Serradilla del Arroyo, levantado, el de Guadapero, intermedio, y el de Tenebrón, deprimido. Es precisamente el bloque de Tenebrón el que experimenta el mayor hundimiento, asociado a un basculamiento muy acusado hacia el SE, basculamiento que es el responsable de que los mayores espesores de Tercario se encuentren precisamente en el borde SE del bloque.

Esta fase de fracturación, que como vemos, es la causante en un principio

de la génesis de la Fosa de Ciudad Rodrigo, es posterior al Ciclo Prearcósico de Garzón et al (1982), y su edad estaría situada según estos autores en el límite Paleoceno/Eoceno. Para Jiménez (1974) esta fase tectónica corresponde a la que él denomina 2.^a fase de fracturación, situada entre el Preluteciense III y el Luteciense.

Una vez iniciada la génesis de la Fosa de Ciudad Rodrigo, comenzaría a rellenarse hasta llegar a los depósitos de las Areniscas Arcósicas Inferiores, de edad Luteciense-Ludiense (Jiménez Fuentes, 1972, 1973; Arribas y Jiménez, 1978).

Continúa la sedimentación con las Areniscas Arcósicas Superiores, que se encuentran ligeramente discordantes sobre las Inferiores, y cuyos materiales provienen fundamentalmente del NW. La edad de estas Areniscas se sitúa en el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, pudiendo ser posterior, y según Arribas y Jiménez (1978), llegaría hasta el Vindoboniense. Al finalizar la sedimentación de las Areniscas Arcósicas Superiores, el nivel de cumbres de la Sierra Peronilla, situado en el bloque deprimido de Tenebrón, estaba cubierto por éstas, quedando este relieve fosilizado.

Esta sedimentación arcósica, formada en nuestra zona por las Areniscas Arcósicas Superiores e Inferiores suponemos que se corresponde con el Ciclo Arcósico de Garzón et al. (1982), ciclo que termina con una intensa pulsación tectónica general en todo el Sistema Central.

En efecto, erosivamente sobre los depósitos anteriores, aparecen los Conglomerados Versicolores, constituidos por un depósito de cantos de cuarcita con abundante matriz, y que se emplazaron mediante la acción y el funcionamiento de un sistema de abanicos aluviales cuyas cabeceras se localizan en el bloque de Las Hurdes Altas-Francia, por lo que la proveniencia de sus materiales es del SE.

La edad de esta fase tectónica, y por tanto la de los abanicos aluviales de los Conglomerados Versicolores es discutible. Por un lado, esta fase tectónica podría corresponder a la fase Atica, que separa el Mioceno Medio del Superior, fase que es posterior a las Areniscas Arcósicas Superiores, de edad Vindoboniense. De este modo, los Conglomerados tendrían una edad Mioceno Superior.

Por otro lado, la fase tectónica en cuestión, puede ser intrapliocena y correspondería a la primera o segunda fase Rodánica, por lo que los Conglomerados Versicolores serían claramente pliocenos.

Cualquiera que sea su edad, esta fase tectónica tiene una importancia enorme en la morfogénesis y posterior evolución de la Sierra de Francia, pues gracias a ella se delimitan perfectamente los bloques elevados y los hundidos. El bloque que experimenta un mayor ascenso es el de Las Hurdes Altas-Francia, y su elevación provoca el cambio en la dirección de aportes, mientras que los

bloques de Serradilla del Arroyo y de Guadapero sufren una mínima elevación, estando en algunos puntos cubiertos por los Conglomerados Versicolores. Con esta fase tectónica se inicia un nuevo ciclo sedimentario, que suponemos se corresponde con el Ciclo Postarcósico de Garzón et al. (1982), que empieza con la deposición de los Conglomerados Versicolores.

Posteriormente, estos Conglomerados Versicolores y las pizarras del basamento sufren un arrasamiento que da origen a la superficie Preraña. Si suponemos que la fase tectónica anterior, es intropliocena, esta superficie Preraña equivaldría a la superficie superior de piedemonte descrita por Pedraza (1978) en el Sistema Central, y posiblemente también a la superficie pliocena encontrada por Molina et al. (1982) en la Fosa de Ciudad Rodrigo.

Dentro de este mismo ciclo sedimentario, una nueva fase tectónica vuelve a afectar a la zona. Los Conglomerados Versicolores y la superficie Preraña se ven cortadas por la falla de Serradilla del Arroyo, que con dirección NNE-SSW presenta un salto de 24 m. Esta fase tectónica, en opinión de Garzón et al. (1982) consolida el Sistema Central como un verdadero «block mountain» formado por «horts» y «grabens», y podría corresponderse con la fase Ibero manchega II señalada por Aguirre et al. (1976) y por Pérez González (1979, 1981), en la Meseta Sur, a la que sitúan en el Plioceno Superior, sobre los tres millones de años.

Esta fase tectónica da lugar a los depósitos y superficies de la Raña I, que de acuerdo con lo anterior tendría una edad plio-pleistocena. La superficie de la Raña I equivaldría a la rampa inferior de Pedraza (1978), que él define en la Sierra de Gredos.

Con la superficie de la Raña I acaba el Ciclo Postarcósico de Garzón et al. (1982), y empieza el ciclo que conducirá al establecimiento del sistema fluvial actual. No detectamos en nuestra zona ninguna otra fase tectónica, y el encajamiento fluvial viene marcado por el episodio definido por los depósitos y superficie de la Raña II, de edad Pleistoceno Inferior. Esta superficie corta morfológicamente a las anteriores, superficie Preraña y de la Raña I.

Prosigue el encajamiento fluvial, y antes de que se llegue a la jerarquización de la red, empiezan a degradarse las superficies anteriores (Preraña, Raña I y Raña II) y se forman las rampas del Yeltes y del Agueda, las segundas con mayor pendiente, por ser más rápido el encajamiento del río Agueda. Es en este momento cuando comienza el proceso de exhumación del peleorelieve fósil de la Sierra Peronilla, proceso que continúa en la actualidad.

Se depositan las primeras terrazas en las márgenes de los ríos Agueda y Yeltes, y en las de sus afluentes, y continúa el encajamiento fluvial y la jerarquización de la red, quedando colgadas las terrazas más antiguas y seccionadas las rampas anteriores. Este encajamiento diferencial, más rápido en el

EVOLUCION MORFOGENETICA DE LA VERTIENTE NW DE LA SIERRA DE
FRANCIA Y SU RELACION CON LA FOSA DE CIUDAD RODRIGO

Augeda que en el Yeltes, se debe a las causas que ya expusimos anteriormente (epígrafe 3.2.5.).

Por último, los ríos prosiguen su encajamiento, se forman las terrazas inferiores, y se llega a las llanuras de inundación y al nivel actual de los canales fluviales.

En resumen, la secuencia que marca la evolución morfogénica en este sector de la Sierra de Francia, queda establecida en los siguientes términos (Cuadro 1):

UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS		FASES TÉCTONICAS	SEDIMENTOS	ELEMENTOS MORFOLOGICOS	
CUATERNARIO	PLEISTOCENO		Depósitos Fluviales	Terrazas	
				Rampas de enlace	
MIOCENO	SUP.		Conglomerado Raña II	Superficie Raña II	
	PLEOCENO	MED.		Conglomerado Raña I	Superficie Raña I
		INF.			Superficie Preraña
	MIOCENO	SUP.		Conglomerados Versicolores	Arrasamiento
		INF.		Areniscas Arcóscicas Superiores	Fossilización de paleorelieves
	OLIGOCENO				
	EOCENO			Areniscas Arcóscicas Inferiores	
	PALEOCENO			(?)	Inicio de la Fosa de Ciudad R.
				Areniscas Silíceas	Arrasamiento

1. Basamento alterado y arrasado (penillanura).
2. Abombamiento del basamento en el inicio del Peleógeno, y deposición de las areniscas silíceas del Paleógeno basal.
3. Arrasamiento del basamento y de las areniscas silíceas.

4. Intensa fase tectónica de edad, posiblemente, Paleoceno-Eoceno, que comienza a definir la Fosa de Ciudad Rodrigo.
5. Relleno de la Fosa de Ciudad Rodrigo hasta las Areniscas Arcósicas Inferiores, de edad Luteciense-Ludiense.
6. Posible fase tectónica.
7. Sedimentación de las Areniscas Arcósicas Superiores, cuya edad más inferior es Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, y posiblemente llegue al Vindoboniense.
8. Intensa fase tectónica, de edad imprecisa: bien intramiocena (Fase Atica) o bien intrapliocena (Fase Rodánica); y deposición de los Conglomerados Versicolores de edad Mioceno Superior o Plioceno.
9. Arrasamiento de los Conglomerados Versicolores y del basamento, y formación de la superficie Preraña, de edad pliocena.
10. Fase tectónica equivalente a la Iberomanchega II.
11. Deposición de la Raña I y génesis de su superficie, de edad Plio-Pleistoceno.
12. Comienzo del encajamiento fluvial, con la formación de depósitos y superficie de la Raña II, de edad Pleistoceno Inferior.
13. Prosigue el encajamiento fluvial; génesis de las rampas del Agueda y Yeltes, e inicio de la exhumación del paleorelieve de la Sierra Peronilla.
14. Continúa el encajamiento fluvial a la vez que se van depositando las terrazas.
15. Llanuras de inundación actuales.

JESÚS F. JORDÁ PARDO

5. BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI, B. (1955): «El Cámbrico de Salamanca y su serie de cobertura». *Est. Geols.* núm. 11, pp. 383-395. Madrid.
- AGUIRRE, E., DÍAZ MOLINA, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española». *T.N.C.*, núm. 5, pp. 7-29. Madrid.
- ALIA MEDINA, M. (1976): «Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la Bóveda Castellano-Extremeña». *Est. Geols.*, núm. 32, pp. 229-238. Madrid.
- ALONSO GAVILÁN, G. et all. (1976): «Sedimentación rítmica en el Paleógeno de Almenara de Tormes (Salamanca)». *Studia geológica*, núm. 10, pp. 17-29. Salamanca.
- ARRIBAS, A. y JIMÉNEZ, E. (1971, a): «Mapa geológico de España, 1:200000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja 36 (Vitigudino)». I.G.M.E. Madrid.
- (1971, b): «Mapa geológico de España, 1:200000, Síntesis de la cartografía existente. Hoja 43 (Plasencia)». I.G.M.E. Madrid.
- (1972): «Mapa geológico de España, 1:200000. Síntesis de la cartografía existente. Hoja 37 (Salamanca)». I.G.M.E. Madrid.
- (1978): «Esquema geológico-litológico de la provincia de Salamanca». Estudio integrado y multidisciplinar de la Dehesa Salmantina. I Estudio fisiográfico. Fasc. 2, pp. 41-61. Salamanca.
- ASENSIO AMOR, I., y GONZÁLEZ MARTÍN, J. A. (1976): «Manifestaciones periglaciares en los alrededores de Cifuentes (Guadalajara)». *Est. Geols.*, n. 32, pp. 443-451.
- CARNICERO GÓMEZ-RODULFO, M.^a A. (1981): «Granitoides del Centro Oeste de la provincia de Salamanca. Clasificación y correlación». Reunión de Xeología e Minería do Noroeste Peninsular (Nadal, 1980). Vol. 1, Xeología, pp. 45-49. Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe. La Coruña.
- CORROCHANO SÁNCHEZ, A. (1974): «Características de la sedimentación del Paleógeno en los alrededores de Salamanca». *Studia Geológica*, n. 7, pp. 7-39. Salamanca.
- FAIRBRIDGE, R. W. et all. (1968): «The Encyclopedia of Geomorphology». Ed. R. W. Fairbridge. Reinhold Book Corporation. New York, Amsterdam, London.
- FERNÁNDEZ AMIGOT, J. A. (1981): «Prospección e investigación de yacimientos unaníferos en la provincia de Salamanca». *Tecniterrae*, n. 43, pp. 45-73.
- GALLARDO, J. F., y MOLINA, E. (1982): «Relaciones entre procesos edáficos y superficies morfológicas (Vertiente NW de la Sierra de Francia)». 1.^a Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. *Temas Geológico Mineros*, n. 6, parte 1.^a, pp. 211-223. Madrid.
- GALLART GALLEGO, F. (1977): «Los glaciares: Problemas de nomenclatura, clasificación y génesis (Estudio bibliográfico)». *A.G.H.*, t. 12, nn. 1-3, pp. 12-17. Barcelona.
- GARCÍA ABAD, F. J., y MARTÍN SERRANO, A. (1980): «Precisiones sobre la génesis y cro-

- nología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española)». *Est. Geols.*, n. 36, pp. 391-401. Madrid.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1963): «El dique diabásico del Norte de Extremadura», *Not. y Com. del I.G.M.E.*, n. 69, pp. 43-78. Madrid.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., y PARGA, J. R. (1971): «Características fundamentales de los 'sierros' de la provincia de Salamanca». *B.G.M.*, t. 82, nn. 3-4, pp. 287-290. Madrid.
- GARCÍA 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)». *B.G.M.*, t. 85, n. 3, pp. 309-337. Madrid.
- GARCÍA-LOYGORRI, A. et all. (1980): «Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias, a escala 1:1000000», *I.G.M.E.* Madrid, 1.ª edición.
- GARZON HEYDT, M. G.; PEDRAZA GILSANZ, J. DE, y UBANELL, A. G. (1982): «Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama)», *Rev. de la R. Ac. de Cien. Exactas, Físicas y Naturales*, t. 76, cuad. 2, pp. 475-496. Madrid.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880): «Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca». *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Madrid. Imprenta Manuel Tello, 1880, 299 pp.
- GRACIA PLAZA, A. S.; GARCÍA MARCOS, J. M., y JIMÉNEZ FUENTES, E. (1981): «Las fallas de 'El Cubito': Geometría, funcionamiento y sus implicaciones cronoestratigráficas en el Terciario de Salamanca». *B.G.M.*, t. 92, n. 4, pp. 267-273. Madrid.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1972): «El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero, 1: Los escarpes del Tormes». *Studia Geológica*, núm. 3, pp. 67-110. Salamanca.
- (1973): «El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero, 2: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas». *Studia Geológica*, número 5, pp. 107-136. Salamanca.
- (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». *B.G.M.*, t. 85, núm. 5, pp. 518-524. Madrid.
- (1975): «Presencia de una fase fracturación y de una discordancia preluteciense en el Paleógeno de Salamanca». *Est. Geols.*, núm. 31, pp. 615-624. Madrid.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. y CRUZ REYES, J. L. (1976): «Los sistemas de fracturas del valle del Jerte (Cáceres). Consideraciones sobre su evolución durante el Cenozoico». *B.G.M.*, t. 87, pp. 255-265. Madrid.
- JULIVERT, M.; FONTOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972): «Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, a escala 1:1000000». *I.G.M.E.* Madrid.
- LLORENTE MALDONADO DE GUEVARA, A. (1976): «Las Comarcas Históricas y Actuales de la provincia de Salamanca». *Centro de Estudios Salmantinos*, núm. 28. Salamanca, 144 pp.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976, a): «Actividad tectónica, durante el Mioceno, de las fracturas del basamento del Tajo». *Est. Geols.* 32, pp. 509-522. Madrid.
- (1976, c.): «Un ejemplo de actividad tectónica durante el Mioceno del Basamento fracturado de la Fosa del Tajo». *B.R.S.E.H.N.*, t. 74, pp. 159-169.
- (1977): «Aplicación de las imágenes Landsat al estudio de las relaciones entre la raña y la tectónica pliocena en la Meseta Central Española». *Tecniterrae*, núm. 20, pp. 1-15.

- MINGARRO MARTÍN, F., y LÓPEZ DE AZCONA, M.^a C. (1970, a.): «Mapa Geológico de España, 1:50000, Hoja 501, La Fuente de San Esteban», I.G.M.E. Madrid.
- (1970, b.): «Mapa Geológico de España, 1:50000, Hoja 502, Matilla de los Caños». I.G.M.E. Madrid.
- (1970, c.): «Mapa Geológico de España, 1:50000, Hoja 503, Las Veguillas», I.G.M.E. Madrid.
- (1970, d.): «Estudio de las rocas carbonáticas terciarias de la provincia de Salamanca», Est. Geols. núm. 26, 1, pp. 17-24. Madrid.
- MINGARRO MARTÍN, F.; MINGARRO MARTÍN, E. y LÓPEZ DE AZCONA, M.^a C. (1971, a.): «Mapa Geológico de España, 1:50000, Hoja 525, Ciudad Rodrigo», I.G.M.E. Madrid.
- (1971, b.): «Mapa Geológico de España, 1:50000, Hoja 526, Serradilla del Arroyo», I.G.M.E. Madrid.
- MIQUEL, M. (1906): «Restos fósiles de vertebrados encontrados en Salamanca», B.R.S.E.H.N., t. 6, pp. 352-357. Madrid.
- MOLINA, E.; BLANCO, J. A., y MARTÍNEZ GIL, F. J. (1982): «Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)». 1.^a Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. Temas Geológicos Mineros, núm. 6, parte 2.^a, pp. 433-448. Madrid.
- PARGA, J. R. (1969): «Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». Trabajos del Laboratorio Geológico de Laxe, núm. 37. Laxe (La Coruña).
- PEDRAZA GILSANZ, J. (1973): «Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña de Cenicientos». B.G.M., t. 84, núm. 1, pp. 1-14. Madrid.
- (1976): «Algunos procesos morfológicos recientes en el Valle del río Alberche (Sistema Central Español). La Depresión de Aldea del Fresno-Almorox», B.G.M., t. 87, pp. 1-12. Madrid.
- (1978): «Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)». Tesis Doctoral, Fac. Ciencias, Universidad Complutense. Madrid.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979): «El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos», T.N.C., núm. 9. Madrid.
- (1981): «Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo». Tesis Doctoral. Fac. Ciencias Geológicas. Univ. Complutense. Madrid, (2 tomos).
- RODRÍGUEZ ALONSO, M.^a D. (1979): «El complejo esquisto-grauváquico y los materiales ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España)». Studia Geológica, número 14, pp. 7-34. Salamanca.
- ROLZ, P. (1972): «Beitrag zum Aufbau des jumprakambrischen und altpaläozoischen Grundgebirges in dem Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata). Spanien» (Auszug). Tech. Univ. München.
- SAAVEDRA ALONSO, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A. (1973): «Composición química de las biotitas de granitos de la provincia de Salamanca relacionada con las condiciones de formación». Studia Geológica, núm. 6, pp. 7-27. Salamanca.
- (1974): «Estudio geoquímico de algunos granitos de la provincia de Salamanca». B.G.M., t. 85, núm. 2, pp. 182-192. Madrid.
- SAAVEDRA ALONSO, J.; GARCÍA SÁNCHEZ, A., y GONZÁLEZ CUSANTE, M. C. (1975): «Biotitas graníticas del sur de la provincia de Salamanca (España)». Studia Geológica, núm. 9, pp. 103-114. Salamanca.

- SANZ DONAIRE, J. J. (1979): «El Corredor de Béjar». Instituto de Geología Aplicada, C.S.I.C., 195, pp. 48, fotos. Madrid.
- SOLE SABARIS, L. (1958): «Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta Española en el sector de Zamora», Brev. Geol. Ast., año 2, núm. 1, pp. 3-8.
- UBANELL, A. G. (1977): «Modelo de fracturación de la región central española basado en las imágenes obtenidas por satélite», Studia Geológica, núm. 12, pp. 195-206. Salamanca.
- UGIDOS, J. (1974): «Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Piedrahíta-Barco de Avila-Béjar». Studia Geológica, núm. 7. Salamanca.
- VADOUR, J., y ASENSIO AMOR, I. (1972): «Los depósitos periglaciares del alto valle del río Navacerrada». Est. Geols., núm. 28, pp. 77-87. Madrid.
- VEGAS, R. (1974): «Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica». B.G.M., t. 85, núm. 2, pp. 153-156. Madrid.
- VIDAL Box, C. (1944): «La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes Islas». Las Ciencias, año 9, núm. 1, pp. 83-109.

ABREVIATURA DE REVISTAS

- A.G.H.: Acta Geológica Hispana.
- B.G.M.: Boletín Geológico y Minero.
- B.R.S.E.H.N.: Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural.
- Est. Geols.: Estudio Geológicos.
- Not. y Com. del I.G.M.E.: Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.
- T.N.C.: Trabajos sobre Neogeno y Cuaternario.



Foto 1.—Corte en el que se observan los contractos erosivos entre las Areniscas Arcóscicas Superiores y el Conglomerado Versicolor, y entre éste y los depósitos de la Raña II, y los tres niveles de ésta.



Foto 2.—Corte en el que se observa el contacto erosivo entre las Areniscas Arcólicas Superiores y el Conglomerado Versicolor.



Foto 3.—Sección de un canto del Conglomerado Versicolor: Obsérvese la aureola exterior blanca, otra hacia el interior rojiza y el núcleo de cuarcita fresca.



Foto 4.—Corte en el que se observa el contacto netamente erosivo entre el Conglomerado Versicolor y los depósitos de la Raña II.



Foto 5.—Corte de la Raña I: obsérvense sus tres niveles.

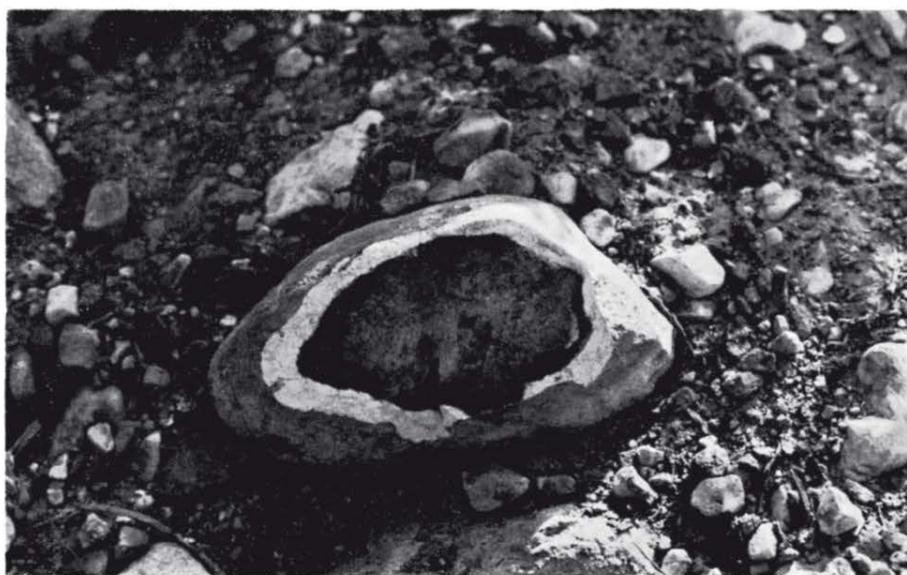


Foto 6.—Sección de un canto del nivel inferior de la Raña I: obsérvense la aureola externa blanca y el núcleo rojizo (tamaño 30 cm.).

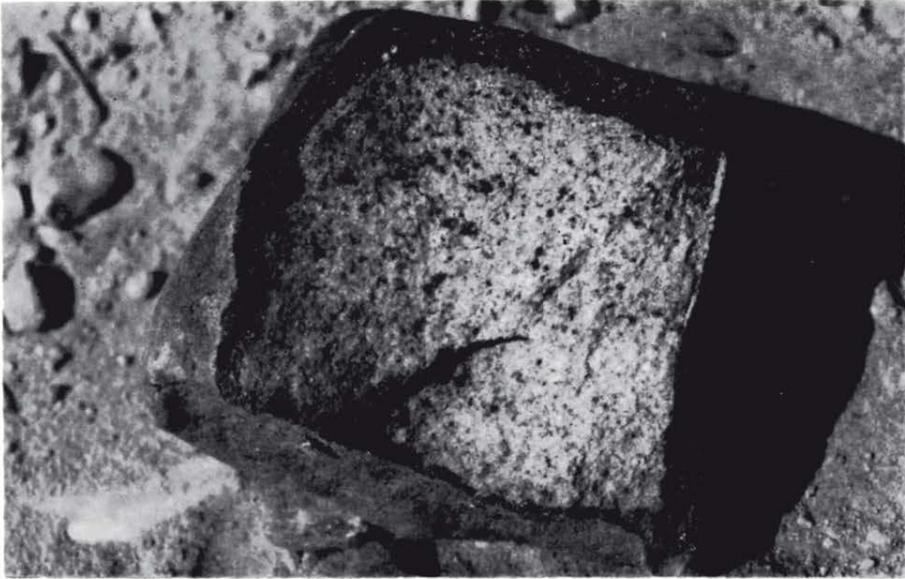


Foto 7.—Sección de un canto del nivel medio de la Raña I: obsérvese la aureola oscura (rojiza) y el núcleo más claro (anaranjado) (tamaño 5 cm.).

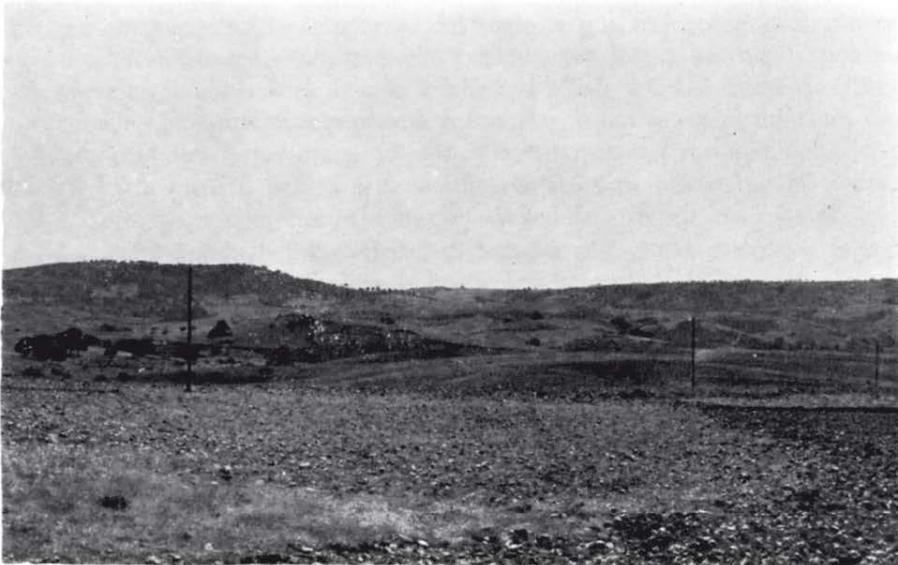


Foto 8.—Vista general de la Superficie Preraña: obsérvese su escalonamiento producido por la falla de Serradilla del Arroyo.