



IGME

578

15-23

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ARENAS DE SAN PEDRO

Segunda serie - Primera edición

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



20578

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ARENAS DE SAN PEDRO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IMINSA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Geología de Campo* (terrenos ígneos y metamórficos): J. M. Odriozola (IMINSA) y A. Peón (IMINSA).

En *Petrología ígnea y metamórfica*: A. Peón (IMINSA).

Asesoramiento: J. M. Ugidos (Universidad de Salamanca).

En el *Cuaternario* (Departamento de Geodinámica Externa de La Universidad de Madrid): J. Pedraza y P. Fernández.

Coordinador del Proyecto: A. Peón (IMINSA).

Supervisión del IGME: P. Ruiz y V. Gabaldón.

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.

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

Depósito Legal: M - 13.030 - 1981

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

1 ANTECEDENTES

Los trabajos encuadrados dentro de la temática Terciaria y Cuaternaria son muy escasos.

Para la primera, Terciario, únicamente puede citarse como ligado a esta zona el de GARZON HEYDT M. G. (1977), que define estos materiales tanto en esta zona como las colindantes. Respecto al Cuaternario fluvial, es igualmente esta autora la única que trata las terrazas del Alto Tiétar.

Más alejado de este trabajo queda el de G. GARCIA DE FIGUEROLA (1958), que establece los caracteres generales de la Sierra de San Vicente, tratando los materiales terciarios del Guadyerbas.

Otro grupo de trabajos se centran en la morfología glacial, si bien en su mayoría tratan de las zonas occidentales llegando a cubrir parte de éstas, donde se definen los glaciares más desarrollados, tal es el caso de los trabajos de C. VIDAL BOX (1948, 1932, 1929); E. MARTINEZ DE PISON y J. MUÑOZ JIMENEZ (1972) y el de síntesis de F. HERNANDEZ PACHECO (1957).

En suma, exceptuando la depresión terciaria del río Tiétar y el borde glacial noroeste, el resto de la zona carece de análisis sobre la geología posthercínica.

De la región considerada no hay más que un trabajo que haga referencia directa a los materiales hercínicos que se encuentran en la misma. En dicha publicación, MARTIN ESCORZA (1972), se aportan datos estratigráficos y tectónicos de los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro. En zonas marginales o próximas son de señalar el estudio

de GARCIA DE FIGUEROLA y MARTIN BENAVENTE (1959) sobre rocas graníticas, así como los realizados por BABIN (1974, 1976 y 1977) acerca de diversos aspectos sobre diferentes materiales plutónicos y metamórficos y las relaciones entre deformaciones, metamorfismo y plutonismo.

2 ESTRATIGRAFIA

Los terrenos de origen sedimentario, presentes en el área de la Hoja, se agrupan en tres conjuntos estratigráficos:

a) Cámbrico Inferior, representado por una mancha alargada en la dirección NO-SE. Todos estos materiales se encuentran afectados de metamorfismo y forman parte de una zona más amplia que ha sido estudiada por MARTIN ESCORZA (1972). Dicho autor les atribuye una edad del Cámbrico Inferior, por comparación litológica con otras series de regiones más o menos próximas.

b) Sedimentos terciarios asociados al Valle del Tiétar, al SE de la Hoja, remodelados por la actividad cuaternaria y de difícil diferenciación.

c) Depósitos cuaternarios.

2.1 CAMBRICO INFERIOR

A efectos cartográficos, en el presente trabajo hemos distinguido tres conjuntos litológicos:

- I) Cuarzitas, micacitas y esquistos micáceos más o menos masivos.
- II) Cuarzitas, micaesquistos y cuarzomicaesquistos en alternancia más o menos fina.
- III) Calizas.

Conjunto litológico I

Con una potencia aproximada de 100-200 m., está constituido fundamentalmente por micacitas masivas de color gris oscuro y cuarzitas en bancos de 0,5-1 m., de color ocasionalmente blanco o azulado.

El conjunto se encuentra en parte migmatizado, siendo las estructuras más frecuentes las bandeadas, oftálmicas y ptigmáticas.

En el estudio microscópico las micacitas presentan una gran monotonía, siendo sus componentes principales: cuarzo, moscovita y biotita. Como accesorios frecuentes aparecen la cordierita, andalucita, plagioclasa y feldespato potásico, así como circón, turmalina y opacos.

Las cuarzitas, igualmente monótonas en su composición mineralógica, alternan con micacitas con un espesor medio inferior al de los bancos

cuarcíticos. Microscópicamente presentan como minerales accesorios más frecuentes la biotita y plagioclasa.

MARTIN ESCORZA (1972) describe unos niveles metaconglomeráticos con distribución lenticular y espesor variable de algunos centímetros a 1 metro, que habría que encajar dentro del conjunto anteriormente descrito. En nuestro trabajo no hemos podido localizarlos, si bien la importancia de su existencia estriba en la cronología comparativa a series más o menos próximas que el referido autor da, encajando dicho nivel conglomerático con los «conglomerados lenticulares o en niveles esporádicos», PARGA (1969), de la base del Cámbrico.

Conjunto litológico II

Con una potencia aproximada de 300-500 m., constituye una serie monótona alternante de cuarcitas, cuarzomicaesquistos y micaesquistos. En razón a la abundancia de uno u otro tipo de material podemos distinguir tres tramos:

a) Tramo más bajo, donde son abundantes las capas cuarcíticas cuyo espesor oscila entre unos pocos centímetros y 0,5 metros, característica que le confiere un aspecto «flyschoide» en ocasiones.

b) Nivel de cuarcitas de color beige acaramelado de aspecto característico debido a la visible deformación y orientación de los cristales de cuarzo. Microscópicamente aparece definida la orientación por la disposición en hiladas más o menos definidas y en número discreto de los componentes micáceos accesorios; esa misma disposición la aprovechan, ocasionalmente y en las zonas más próximas al contacto con los granitos los minerales tales como el feldespato potásico y la cordierita. El cuarzo aparece deformado concordantemente con la dirección general del flujo. Este nivel ha sido cartografiado independientemente en las zonas donde ha sido localizado, a fin de utilizarlo como capa guía.

c) Corresponde este tramo a la parte más alta dentro del conjunto litológico II y queda caracterizado por la desaparición progresiva de los niveles cuarcíticos.

La descripción microscópica de las cuarcitas y micaesquistos de los tramos a) y c) puede hacerse conjuntamente: las cuarcitas de grano medio y textura granoblástica no presentan orientación y el mineral accesorio más frecuente lo constituye la biotita y feldespato potásico. Ocasionalmente algunas muestras parecen corresponder a un nivel con participación original de cemento carbonatado; apareciendo en la mineralogía de la roca esfena, zoisita, piroxeno, agujas de anfíbol actinolítico y granates.

Los micaesquistos, con una marcada esquistosidad de flujo, que sólo ocasionalmente se aprecia afectada al microscopio por una segunda fase de crenulación, presentan como minerales principales la biotita y moscovita,

con un contenido variable en cuarzo hasta pasar a términos de cuarzo-micaesquistos. Como minerales accesorios contienen cordierita, andalucita, feldespato potásico, fibrolita, turmalina y circón.

Conjunto litológico III

Formado por rocas carbonatadas. MARTIN ESCORZA (1972), en un ámbito más amplio que el de la presente Hoja, distingue de muro a techo las siguientes formaciones:

- a) 35 m. de calizas finamente estratificadas, según laminillas de 2-4 milímetros, de color azul, pardo y ocre.
- b) 80 m. de calizas de color ocre sin estratificación evidente y con abundantes nódulos limoníticos.
- c) 50 m. de calizas de grano grueso con estratificación según capas finas de 1,5 a 2 cm.

En cuanto a la edad de los niveles considerados, la poca extensión en que afloran, así como la ausencia de restos fósiles, dificultan la asignación precisa de la misma. En el trabajo anteriormente referido se les atribuye una edad Cámbrico Inferior, por comparación litológica con datos de otras regiones próximas.

En el presente estudio no ha sido posible el hallazgo de datos que permitan confirmar o deshechar esta interpretación.

2.2 Terciario (Mioceno Inferior)

Forma un afloramiento reducido localizado en la depresión del Tiétar, que constituye una subfosa dentro de la general del Tajo. Dicha subfosa del Tiétar queda, a su vez, dividida en dos: la inferior, conectada con el valle principal; la superior, dentro de la cual se sitúa la zona aquí estudiada, que queda cerrada a la altura de la Mancha metamórfica de Arenas de San Pedro-Sierra del Aguila.

Litológicamente esta subfosa superior contiene unos materiales arcósico-aglomeráticos, que presentan ligeras diferencias con los otros depósitos arcósicos definidos en áreas cercanas. En base a lo establecido por M. G. GARZON HEYDT (1977) puede definirse:

Un tramo inferior de material arcósico compactado, a veces cementado por carbonatos y óxidos de hierro, que GARZON HEYDT (op. cit) correlacionada con el conglomerado poligénico definido por GARCIA DE FIGUEROA (1958) en la depresión del Guardiyervas, así como con otros tramos encontrados por la autora del trabajo citado en el Valle de Ambles. Este conglomerado presenta una composición heterogénea definida por clastos, tamaño canto, de granito metamórfico y cuarzo, todos ellos empastados

en una matriz cuarzo-feldespática de granulometría samítica, samo-pelítica y samo-sefítica. Este tramo, arcósico, compactado, e incluso cementado, se observa reposando sobre el sustrato granítico (zona de Canto Gordo, carretera de Pedro Bernardo a Buenaventura) que comporta una fuerte alteración.

Hacia el techo se pasa a una formación arcósico-aglomerática típica del conjunto terciario de la fosa del Tajo. Su granulometría es básicamente samítica con episodios samo-sefíticos y samo-pelíticos. Mineralógicamente tiene un carácter cuarzo-feldespático con variable porcentaje de mica. Dentro de esa secuencia general se definen tramos aglomeráticos, muy abundantes en las zonas próximas al contacto septentrional de la subfosa. Son definibles, igualmente concreciones o/y láminas de óxidos de hierro, que parecen ser típicas de los materiales inferiores de la serie arcósica (M. ESCORZA, 1974 y 1976; PEDRAZA GILSANZ, 1978; A. G. UBANELL, M. GARZON, 1978).

La cronología de estos depósitos se hace sumamente problemática. Si tenemos en cuenta lo establecido por GARCIA DE FIGUEROLA (op. cit.) sería un Mioceno alto; sin embargo, esta datación la basó en el hecho de que dicho conglomerado quedaba por debajo de las arcosas, que habían sido definidas como Pliocenas (KINDELAN y DUNAY, HERNANDEZ PACHECO, 1952) en zonas próximas. Teniendo en cuenta las nuevas dataciones de dichas arcosas del Valle del Alberche (M. ESCORZA, op. cit.; J. PEDRAZA, op. cit.) no cabe duda de que su edad queda rebajada a los tramos inferiores de la serie Miocena, pudiendo incluso pasar a pre-mioceno, si bien con todo tipo de reservas. De este modo, como cronología más probable, puede establecerse la de Mioceno Inferior.

2.3 CUATERNARIO

En general, se presenta bastante discontinuo dentro de esta Hoja, si bien posee dos tramos en los cuales adquiere mayor importancia: de extremo NO, definido por formaciones glaciares y periglaciares, y el SE, definido por terrazas y glacis-terrazas del río Tiétar. En el resto, como señalamos, se definen afloramientos muy irregulares localizados fundamentalmente en los valles fluviales y fluviotorrenciales.

Al igual que en la zona contigua (ver Hoja Geológica de Bohoyo) la ausencia de elementos precisos de datación hace necesario un orden genético a la hora de describir los materiales. Este orden proporciona igualmente una referencia más exacta del conjunto de los procesos que han actuado en la zona durante el cuaternario y que no pueden ser reflejados en su totalidad, dadas las limitaciones que impone la escala y el carácter cartográfico de un mapa geológico.

En definitiva, pues, los aspectos genéticos sirven de base para la descripción de los materiales, acomodando la columna a un orden cronológico

relativo y tratando de representar ciertos aspectos morfológicos fundamentales que pueden dar una visión complementaria o que aporten datos de interés secuencial (tal es el caso de las crestas morrénicas que establecen diferentes pulsaciones o el trazado fundamental).

La desconexión entre los afloramientos glaciares y los fluviales del río Tiétar, cuenca principal de la zona, así como la total unión de aquellos materiales con todo el conjunto glaciar del Alto Gredos, ha hecho preciso, para una datación y definición de los mismos, la continua referencia a aquellos depósitos de la Hoja contigua de Bohoyo. De este modo, se ha tenido especial cuidado en guardar un paralelismo descriptivo y simbólico con los materiales y formaciones equivalentes de la Hoja contigua.

Es evidente, pues, que el Cuaternario de esta Hoja es netamente subsidiario del más occidental, o del Alto Gredos, con muy ligeras variantes. Estas variantes quedan bastante bien significadas en el extremo sudoriental, donde se define la Depresión del Tiétar. En dicha depresión, los fenómenos genéticos han presentado una cierta independencia respecto a la zona de la Vera, dado que el tramo que aquí analizamos queda desconectado de aquél, también Valle del Tiétar.

Por otro lado es de destacar la variación dinámica, muy neta en algunas gargantas, entre los aportes del Alto Gredos y los de estas zonas. De este modo los aportes torrenciales dentro de este tramo del Valle del Tiétar quedan muy atenuados, fundamentalmente se definen en zonas altas, y raramente tienen poder de arrastre hasta el mismo cauce del emisario, es decir, del Tiétar. Podemos decir que los conos de deyección torrencial, tan típicos de la Vera, aquí son únicamente definibles y de un modo mucho más atenuado en las desembocaduras de los ríos: Lanzahita y Ramacastañas. Esto no excluye el que a lo largo de los cauces de las gargantas se hayan depositado materiales aglomeráticos, si bien la preponderancia de materiales finos es mayor y dominante en las épocas más recientes, sobre todo en las zonas inferiores. Es evidente, pues, que puede hablarse de una dinámica torrencial muy clara en las gargantas de esta zona, pero netamente disminuida en su capacidad de arrastre, hecho muy significativo tanto en el espacio como en el tiempo.

Al contrario de lo señalado para los aportes fluviales y fluvio-torrenciales, los materiales glaciares, como ya se ha señalado, son netamente asimilables a los existentes en la zona del Alto Gredos, al igual que muchos periglaciares. Dentro de este segundo contexto, cabe precisar igualmente el gran desarrollo de ciertos fenómenos solifluídales, así como una serie de recuencos y nichos de nivación o circos embrionarios que se presentan recubiertos por materiales que, sin llegar a tener el carácter de verdaderos glaciares rocosos, sí se asemejan, en casos, a dichas formaciones con variantes difícilmente calificables.

2.3.1 SUELOS PERIGLACIARES ANTIGUOS

Su desarrollo fundamental se establece entre la zona de los Pelaos y el Puerto de la Cabrilla; el resto de las zonas que superan la altura de los 2.000 m. (zona del Torozo y Sierras del Cabezo y la Centenera) no presentan replanos en la cuerda factibles para el desarrollo de esta formación.

Se trata, como en las zonas adyacentes occidentales, de unos recubrimientos que varían su potencia según se sitúen en pequeñas vagonadas o en la misma loma divisoria. En el primer caso se trata de un suelo de césped alpino almohadillado con procesos de desarrollo de turberas y una potencia de 0,5 a 2 m. En el segundo caso, se trata de un débil recubrimiento de bloques, cantos y material fino que presentan estructuras enlodadas y procesos de crecimiento alrededor de los cantos («gaps around stones») que siguen funcionando actualmente.

Estos suelos están cortados por las formas glaciares de cabecera, denunciando su preexistencia a las primeras fases glaciares detectables.

Su génesis puede suponerse como un proceso de rebaje de los relieves culminantes, suavizando las pendientes. Este hecho es muy notable en la zona de La Mira, donde se definen vertientes suavizadas de perfil rectilíneo-cóncavo (que pueden suponerse originados por el rebaje de perfiles más contrastados).

2.3.2 DEPOSITOS GLACIARES

Al igual que los glaciares más occidentales, con los cuales presentan continuidad los que aquí describimos, desde el punto de vista litológico podemos agrupar todos los materiales morrénicos en una única descripción: en términos generales pueden definirse como aglomerados de bloques y cantos con matriz samo-sefítica y carecen de compactación alguna. Los clastos tienen una composición heterogénea, aunque predominantemente graníticas, destacan dentro del conjunto bloques de gran tamaño, siendo abundantes los de diámetro superior a los de 2 m. y los más frecuentes se sitúan entre 1-1,5 m. Otra moda de clastos se encuentra en los bloques de tamaño inferior entre los 0,5-0,25 m.; son, sin embargo, menos abundantes los cantos, ya que la matriz, de tamaño grava, es la que sigue en abundancia a los bloques. Esta grava presenta una curva polinodal (P. FERNANDEZ GARCIA, 1976) con modas situadas en intervalos fijos, son definibles igualmente ligeras inflexiones en su trazado típicos de estos depósitos (TRICART Y CAILLEUX, 1963).

Desde el punto de vista cartográfico se han diferenciado los siguientes términos:

2.3.2.1 Morrenas laterales y arcos morrénicos de primer estadio

Estos términos se pueden identificar mediante las correspondientes crestas morfológicas cartografiadas y su correspondiente contorno de contacto con el substrato.

Los arcos morrénicos, en este caso, tienen un claro significado de glaciares de circo.

2.3.2.2 Morrenas de fondo de primer estadio

Desde el punto de vista litológico se diferencian de las anteriores en su mayor concentración de materiales finos samo-pelíticos, así como en la menor granulometría de sus clastos. Teniendo en cuenta esta composición, son frecuentes el desarrollo de césped alpino con turberas.

2.3.2.3 Arco morrénico de segundo estadio

Se define en el glaciar de la Hoya del Cura mediante un arco encajado en el de primer estadio y definible por tanto como una morrena interior, que da cierre a una pequeña laguna morrénica; tiene el mismo carácter litológico definido para la generalidad de las morrenas.

2.3.3 DEPOSITOS FLUVIOGLACIARES

Dada la escasa definición de los procesos glaciares en esta zona, estos materiales quedan muy localizados aquí, y con entidad cartográfica únicamente son diferenciables los elaborados en la primera generación (equivalentes de primer estadio wurmiense). Se trata de aglomerados de bloques y cantos subangulosos a subredondeados, con escaso contenido en matriz, dada su mayor elaboración a partir de los productos morrénicos.

2.3.4 DEPOSITOS GLACIO-PERIGLACIARES Y NIVALES

Presentan gran desarrollo en esta zona, en la vertiente septentrional, entre el puerto del Peón y el del Arenal y en la Sierra de Centenera, en el recuenco de los Castillejos.

Desde el punto de vista morfogenético presentan una gran complejidad, ya que es difícil establecer si se trata de antiguos depósitos glaciares reelaborados por procesos periglaciares o si, por el contrario, se trata de nichos de nivación o glaciares embrionarios que han actuado, ordenando depósitos periglaciares preexistentes.

Como datos de apoyo de la primera hipótesis, está el hecho de que tanto en la garganta del Jabalí como en la zona de los Cervunales, al este

del puerto del Arenal y en la garganta de Novarenas, se definen en los depósitos pequeñas ordenaciones que podrían corresponder a antiguas crestas morrénicas; en estas mismas zonas, se diferencian igualmente unos materiales de ladera más groseros y otros de fondo de valle más finos, tal como si se tratara de antiguos morrenales laterales y de fondo.

En apoyo de la segunda hipótesis, está el hecho de la carencia de verdaderos signos glaciares en muchos de los recuencos donde se definen estos depósitos.

Desde el punto de vista cartográfico se diferencian:

2.3.4.1 De ladera

Se trata de depósitos de grandes bloques angulosos, con escaso contenido de matriz, que se presentan tapizando las laderas con una ligera estructuración que les diferencia de las acumulaciones masivas o caos de bloques. Pudiéndose definir como aglomerados de bloques ordenados.

2.3.4.2 De fondo de valle

Se trata de acumulaciones predominantemente samopelíticas, a partir de las cuales se han desarrollado suelos de césped alpino con turberas.

2.3.5 SUELOS SOLIFLUIDALES

Se trata de materiales de granulometría fina, en la cual alternan materiales samíticos, samo-pelíticos y algunos episodios más groseros del tamaño sefítico. A partir de todos ellos se han desarrollado suelos de césped alpino con formación de turberas; en algunas zonas se desarrollan tapizando algunas laderas extendiéndose hacia el fondo de las mismas, en replanos o en valles de arroyos. Esta morfología y composición ha favorecido fenómenos de deslizamiento de tipo solifluidal, llegando a definir en algunas zonas verdaderos lóbulos.

2.3.6 Depósitos torrenciales y fluvio-torrenciales

Tal como hemos señalado en la introducción, este tipo de depósitos están peor definidos que en las zonas más occidentales. De hecho, pueden considerarse únicamente como torrenciales los depósitos en la cabecera de las gargantas, siendo hacia los tramos inferiores de una dinámica bastante más tranquila y excepcionalmente torrencial. Cartográficamente se han diferenciado los siguientes términos:

2.3.6.1 Conos de deyección torrencial de primera generación

Se definen fundamentalmente en la zona de la Sierra del Cabezo y de

la Centenera, presentando la morfología típica de descarga en las salidas de una cuenca torrencial. Se trata de aglomerados de bloques, poco elaborados y que en algunas zonas llegan a empalmar con leves recubrimientos de laderas.

2.3.6.2 Conos de deyección torrencial de segunda generación

Se definen en la misma zona que los anteriores y encajados en ellos. Se trata igualmente de aglomerados de descarga a la salida de una cuenca torrencial.

Se presentan, sin embargo, más elaborados que los anteriores y con una morfología de conos perfectamente definida.

2.3.6.3 Depósitos torrenciales de fondo de cauces

Son equivalentes a los de la segunda generación descritos anteriormente, se diferencian, sin embargo, en el hecho de que al quedar restringidos al fondo de las torrenteras no presentan la morfología típica de conos o aun en el caso de presentarlas, han sufrido diferentes reelaboraciones.

Desde el punto de vista litológico, son definibles igualmente como aglomerados de bloques bastante heterogéneos, ya que unos han sido más elaborados al proceder de la cabecera de la garganta mientras que otros son materiales de ladera o conos secundarios recogidos en zonas inferiores o incluso aportados directamente sin elaboración.

2.3.6.4 Depósitos fluvio-torrenciales

Presentan continuidad temporal con los anteriores y su diferencia fundamental queda establecida en el hecho de que los materiales aglomerados presentan un fuerte enriquecimiento de materiales de menor granulometría, producto, por otra parte de la selección dinámica a lo largo del cauce, por otra del cambio brusco de dicha dinámica a partir de las zonas de cabecera y por otro a los aportes laterales, generalmente conos de deyección de material fino.

Todos estos depósitos torrenciales y fluvio-torrenciales pertenecientes a la segunda generación, presentan rebordes de encajamiento situados entre +6 a +8 metros sobre el cauce actual; sin embargo, dada la contaminación de los aportes laterales (conos, derrames, etc.) no pueden ser definidos como terrazas, en un sentido morfogenético estricto. En este sentido, cabe destacar tanto en la zona de Lanzahíta como en la zona de Ramacastañas, en la salida de las respectivas gargantas, grandes acumulaciones de bloques redondeados que proceden de los únicos conos fluvio-torrenciales que han llegado hasta la llanura del río Tiétar, incorporándose a sus terrazas.

2.3.7 DERRAMES DE LADERA ASOCIADOS A DEPOSITOS TORRENCIALES

Se trata de depósitos mixtos en los cuales se presenta continuidad entre: aglomerados de grandes bloques heterométricos y subredondeados, con matriz de tamaño sefítico que corresponden a conos de deyección de salida de gargantas torrenciales y depósitos de ladera de mucho menor grado de evolución correspondientes a arrastres de escorrentía difusa y compuestos por materiales fundamentalmente samo-pelíticos con concentraciones de cantos y bloques angulosos. Todos estos materiales se presentan cortados por los cauces actuales, definiéndose rebordes equiparables a la segunda terraza, si bien los derrames, en algunos casos, tienen signos de funcionamiento más reciente aunque muy atenuado.

2.3.8 MATERIALES FINOS DESARROLLADOS EN DEPRESIONES

Están formados por materiales de granulometría fina, pelítica o samo-pelítica, presentando en ocasiones niveles de facies sefítica o cantos dispersos.

Sobre todos ellos se ha formado un suelo de césped alpino con mayor o menor desarrollo de turberas.

Desde el punto de vista genético se engloban, dentro de este término, tanto los materiales de relleno de depresiones de origen glaciár (omblicos de sobreexcavación y lagunas de cierre morrénico intermitentes) como los depositados en vagonadas o fondos de nichos de nivación.

En todos los casos, poseen un desarrollo posterior al primer estadio glaciár y algunos pueden considerarse actualmente en funcionamiento.

2.3.9 DEPOSITOS FLUVIALES (SISTEMA DE TERRAZAS DE LA ZONA)

Dentro de este contexto se situarían de un modo estricto los materiales del río Tiétar. En el resto de los arroyos y gargantas de la zona se pueden definir depósitos con rebordes de aterrazamiento equivalentes a la segunda terraza. Sin embargo (como ya se ha descrito), la morfología de ellos condicionada por la dinámica de deposición, no permite englobarlos dentro del término estricto de terraza.

En el caso de estos depósitos torrenciales y fluvio-torrenciales, la limitación de la escala no permite representar dichos rebordes erosivos, si bien al asignarlos una edad quedan equiparados a la terraza correspondiente.

La secuencia de aterrazamiento se define en el principal río de la zona, es decir, el Tiétar, y es la siguiente:

T₁: *Terraza mixta*

Genéticamente se presenta bastante compleja: por un lado presenta una

fuerte degradación debido a los cauces encajados en ella, por otro sus aluviones quedan cortados por un glacis de erosión o/y un replano de aterrazamiento claramente posteriores. Sobre este glacis pueden definirse unos débiles recubrimientos (discontinuos y de potencia centimétrica) cuyo espesor no es cartografiable, tratándose de clastos de tamaño canto fundamentalmente de cuarzo, subangulosos con una ligera rubefacción y prácticamente sin matriz o formada por materiales de removilización. Este débil recubrimiento parece denunciar la preexistencia de verdaderos depósitos, que formarían el glacis de acumulación empalmado con los materiales aluviales del borde de esta unidad. Estos depósitos aluviales están formados por un conglomerado de cantos de cuarzo subangulosos, a veces sobrerredondeados, heterométricos, aunque se diferencian dos modas bastante persistentes: una de 1 a 3 cm. y otra de 5 a 10 centímetros. Se presenta bastante compactado por una matriz samo-pelítica con concentraciones de granulometría más fina, pelítica, que se hace dominante hacia la base. Todo el conjunto del depósito se presenta muy poco estructurado, si bien son definibles laminaciones difusas. Presenta tonos ocres-rojizos, así como una incipiente rubefacción en los clastos; son igualmente definibles pequeñas concreciones verdosas (procesos de gleyzación).

Estos materiales están cortados por el replano de aterrazamiento, que empalma con el glacis descrito, teniendo una potencia máxima de unos 7 metros, que hacia el frente del cauce queda disminuida a unos 3 metros. Tal hecho puede ser interpretado como una variación del cauce del río favorecida por el hundimiento durante esta fase aluvionar. Este posible hundimiento, unido a la incipiente rubefacción, así como a la altura del reborde de aterrazamiento de +20 metros, hacen que este nivel pueda ser correlacionable con otros semejantes definidos en el Valle del Alberche (PEDRAZA GILSANZ, J., 1978) como del Pleistoceno Medio a Superior.

T₂: Terraza media

Queda bastante mejor definida que la anterior, y es contemporánea con la deposición de los depósitos torrenciales. Tal hecho se evidencia tanto por los rebordes que se definen en esos depósitos como por el hecho de que en algunas zonas (Garganta de Lanzahita y del río Ramacastañas, ambos en su tramo inferior) esta terraza está desarrollada sobre materiales aglomeráticos de bloques redondeados de tamaño medio, con matriz samo-séfica de tonos ocres terrosos, procedentes de conos de deyección fluvio-torrenciales, depositados a la salida de ambas gargantas en la depresión del Tiétar; sobre estos conos se han depositado recubrimientos de material más fino definidos por limos y arenas poco elaborados. En el resto de las zonas los materiales que componen esta terraza, están definidos por niveles aglomeráticos de cantos de cuarzo y graníticos redondeados

con una matriz fundamentalmente samo-sefítica de la misma composición, que llega a hacerse dominante en muchas zonas. Todos ellos se presentan bastante sueltos y hacia el techo, como en el caso anterior, pasan a materiales más finos de granulometría samo-pelítica. La potencia visible varía entre los 5 y 8 metros.

El replano de aterrazamiento se sitúa entre +6 a +8 m.

T₃ y Cauce actual

Esta terraza se presenta bien definida en el río Tiétar, así como en la garganta del puerto de San Esteban. Se trata de exiguos replanos que en la mayoría de los casos no son cartografiables, razón por la cual se engloban en una misma unidad representativa. En algunos casos la terraza es erosiva sobre los aluviones de la fase anterior, mientras que en otros el replano se define en los aluviones actuales de grava y arenas. El reborde de aterrazamiento se sitúa entre +1 a +1,5 metros.

2.3.10 DERRUBIOS DE LADERA EN CUENCA DE RECEPCION TORRENCIAL

Se trata de formaciones de bloques angulosos de gran tamaño, originados por procesos periglaciares asistidos en mayor o menor grado por los fenómenos de arrastre torrencial. Tapizan prácticamente toda la ladera de la cuenca de recepción de las torrenteras y aunque muy atenuados en algunos casos funcionan en la actualidad.

2.3.11 CONOS DE DEYECCION MODERNOS

Se localizan en todo el frente de la zona de contacto con la subfosa del Tiétar en su borde norte, a la salida de pequeñas gargantas. Están formados por materiales finos, y samo-pelíticos, con ligeros niveles samo-sefíticos. Carecen prácticamente de evolución y son la base de desarrollo de suelos recientes.

2.4 CRONOLOGIA CUATERNARIA

La cronología absoluta de estos materiales es sumamente problemática, si bien los datos aportados por las zonas más occidentales (Picos de Gredos) presentan una buena base de apoyo. Como carácter altamente limitativo de esta zona en este contexto se encuentra la poca extensión de los materiales glaciares y aluviales, así como la desconexión entre ellos.

Apoyándonos, pues, en otras zonas, fundamentalmente en las más occidentales, podemos establecer:

Pleistoceno Medio-alto - Pleistoceno Superior bajo - Materiales pre-glaciares

Teniendo en cuenta el reborde de aterrazamiento de la T_1 definido en el río Tiétar, así como las características de sus aluviones de borde, dicha terraza puede ser correlacionada con niveles de aterrazamiento que en el valle inferior del Alberche han sido definidos como posibles Pleistocenos Medios a Superior (PEDRAZA GILSANZ, 1978). Lo anterior queda apoyado por el hecho de que los aluviones de borde quedan truncados, en algunas zonas, por pequeños replanos erosivos y la potencia máxima de los mismos (antigua línea de Talweg) se sitúa en oposición al Talweg actual, denunciando una variación del mismo que puede ser interpretada como simple fenómeno divagante (meandros abandonados) pero también como un proceso de hundimiento sinsedimentario. Tal proceso sería convergente con las fases subsidentes principales definidas en el cauce del Alberche (Depresión Aldea del Fresno-Almorox, PEDRAZA GILSANZ, J., 1976) que son de esta edad e igualmente presentan composición limo-arenosa-conglomerática, con trazos de rubefacción incipiente.

Por otro lado, en las zonas más occidentales (Hoja Geológica de Bohoyo) son encuadrables en esta edad materiales de ladera (derrames concentrados de ladera, de primera generación), que presentan ligera rubefacción y quedan formando sustrato de la T_1 del Tormes en esa zona y ambos signos, rubefacción y altura de terraza es correlacionable con la que aquí nos ocupa y por ello los datos aportados para aquella zona (en base a lo definido sobre la fase húmeda-cálida de la interfase Riss-Wurm; VAUDOUR, 1969, 1977; BUTZER y FRANZLE, 1959) son aplicables a ésta.

En este mismo contexto, preglaciarismo wurmiense debe situarse el inicio de los suelos periglaciares antiguos, que tendrían su máximo genético coincidiendo con la fase fría Rissense datada en otras zonas del Sistema Central (BUTZER y FRANZLE, 1959).

Pleistoceno Superior (s. s.) - Wurm de primer estadio

Los glaciares aquí cartografiados presentan la misma tipología que los desarrollados más hacia el oeste y de hecho son continuación de los mismos. De este modo, son igualmente definibles los dos estadios wurmienses, siendo el segundo más problemático y restringido.

De este modo, y dentro de esta edad, son definibles las morrenas de primer estadio wurmiense, así como los depósitos fluvio-glaciares. La desconexión existente entre estos materiales y las terrazas del Tiétar, como ya hemos señalado, complica la correlación.

De todos modos cabe indicar una clara anomalía en la terraza media de esta zona. Es evidente que los replanos encajados en el cauce actual

(T₃) deben ser clasificados como postwurmianos, es decir, Holoceno (hecho claramente manifiesto en todas las cuencas de la Meseta y concretamente en los replanos de +1 del Valle del Tajo, que definen las vegas actuales o canal inundable en épocas excepcionales). Es evidente, pues, que entre la fase fluvial prewurmiana y la postwurmiana, no tenemos más que una única secuencia claramente definida: la T₂ (es de destacar que tanto en el río Ramacastañas, como en algunos otros arroyos, se definen rebordes desconectados del Tiétar, que presentan una ligera menor altura; pero que en ningún caso son asociables a terrazas intermedias entre la T₂ y T₃, ya que se encajan en el glacis y son cortados por la T₃; de este modo, sin excluir subniveles en el Tiétar, la definición de un nuevo nivel es imposible).

La limitación cronológica no es fácil, sin embargo, hay algunos criterios que parecen favorecer el que le atribuyamos un desarrollo continuado desde el W_A hasta el W_B; tales criterios son:

El reborde de aterrazamiento de este nivel situado de +6 a +8 metros, le hace factible de ser correlacionado con el Pleistoceno Superior alto con probable paso al Holoceno (ALFEREZ DELGADO, F., 1974; ZAZO, C., GOY GOY, J. L., 1975).

Por otro lado, en la zona de Lanzahita y Ramacastañas, el tramo inferior de esta terraza está formado por aportes groseros torrenciales, a los cuales fosilizan aportes mucho más finos y en neto contraste dinámico, que son los que definen el techo de la terraza. Teniendo en cuenta la existencia de dos generaciones de conos torrenciales en la vertiente septentrional y lo más limitado de la segunda generación en la meridional, debe suponerse un inicio en la deposición de los aluviones de esta terraza, con el primer estadio glaciar, es decir, en esta fase.

Problema igualmente confuso es el de la situación en el tiempo de los suelos solifluídales y materiales glacio-periglaciares. Estos segundos parece hayan sufrido un desarrollo a partir, o bien de los glaciares luego retocados por el W_A, o bien de nichos de nivación de esa misma época. En cualquier caso puede suponerse como inicio de su funcionamiento esta edad. Respecto a los materiales solifluídales cabe relacionarlos con los aluvionamientos y fenómenos de ladera equivalentes a esta fase, si bien penetrando hacia términos más latos.

En suma: Depósitos morrénicos de primer estadio y fluvio-glaciares correspondientes, son propios de esta edad. Se inicia en este estadio la formación de los conos de deyección torrencial correspondiendo a esta edad los de primera generación, que siguiendo la tónica fluvial pueden pasar al interestadio. Correlativos a estos conos serían los que forman la base de los aluviones de la T₂.

Materiales glacio periglaciares y solifluídales, inician su formación en

este estadio, si bien lo sobrepasan; siguen igualmente funcionando en este estadio los suelos periglaciares antiguos.

Pleistoceno Superior alto (Wurm de segundo estadio)

De lo expuesto anteriormente, pueden establecerse las morrenas de segundo estadio como propias de esta edad.

Con límite superior no preciso, pues puede pasar al Holoceno, estaría la T_2 (como conjunto de aluviones más replano); los conos de deyección torrencial de segunda generación, los depósitos torrenciales de fondo de cauce; los depósitos fluvio-torrenciales y los derrames de ladera asociados a depósitos torrenciales:

Suelos periglaciares antiguos: materiales finos desarrollados en depresiones y materiales solifluidales y depósitos glacio periglaciares y nivales, siguen su funcionamiento durante este estadio.

Holoceno (Q_2) (Postglaciar)

Además de los materiales desarrollados durante la edad anterior que pueden penetrar en esta edad, como propios de ella, tenemos: los replanos encajados en los cauces o T_3 ; los canales actuales; derrubios de ladera en cuencas de recepción torrencial desarrollados en base a cuencas glaciares y nivales y conos de deyección modernos.

Suelos periglaciares antiguos, muy atenuados, y materiales finos bastante atenuados, pueden seguir funcionando en esta edad.

3 TECTÓNICA

Resulta difícil el estudio exhaustivo de las fases de deformación, dada la poca extensión de los materiales afectados por las mismas, así como la escasez de afloramientos idóneos. En cualquier caso son netamente diferenciables al menos dos fases de deformación.

FASE I

Desarrolla pliegues isoclinales muy apretados, vergentes al SO y es aparentemente la fase más importante dando lugar a una esquistosidad de flujo de plano axial visible claramente en los niveles micacíticos.

El plano axial de los pliegues varía de 45° a 70° y la dirección de los ejes de los mismos está comprendida entre N 40° y E-O.

FASE II

Las estructuras anteriores se encuentran plegadas por una nueva fase que produce una esquistosidad de fractura o de crenulación, a veces manifiesta como esquistosidad de plano axial en los pliegues de esta segunda fase.

El plano de esta esquistosidad es subvertical y su dirección varía de 60° E a N-S.

Con posterioridad a las fases de plegamiento se ha desarrollado un sistema de fracturas de dirección NNE-SSO y otro sistema de dirección NO-SE posiblemente conjugado con el anterior. En ambos casos se han producido zonas de cataclasis y milonitización en las rocas graníticas.

4 METAMORFISMO Y MIGMATIZACION

El metamorfismo se ha producido a lo largo de un amplio intervalo de tiempo, comenzando en momentos anteriores a la segunda fase de deformación con el desarrollo de las asociaciones: cuarzo-sericita-clorita, cuarzo-moscovita-biotita y cuarzo-moscovita-biotita-fibrolita, netamente relacionadas con la esquistosidad S_1 en los niveles micacíticos. No se han encontrado otras asociaciones de minerales metamórficos más significativas con anterioridad a la fase II, por lo que no pueden precisarse las condiciones de metamorfismo en esta etapa.

En cualquier caso se han desarrollado estructuras migmatíticas afectadas posteriormente por la fase II. Estas estructuras son frecuentes bajo la forma de capas de neosome, de dimensiones variables, dispuestas paralelamente a la esquistosidad principal, S_1 . Estas estructuras están afectadas por la fase II, etapa en la que se continúan probablemente condiciones metamórficas similares, que alcanzan condiciones térmicas más elevadas tardíamente respecto a la misma con la formación de rocas migmatíticas, de tipo diatexitico principalmente, integradas por un neosome compuesto de cordierita (no poiquiloblástica y prismática), cuarzo, plagioclasas y feldespato potásico. El paleosome está formado por biotita y fibrolita como principales minerales.

Las rocas más evolucionadas son de tipo nebulítico y su presencia queda reducida a una pequeña extensión dentro del conjunto metamórfico.

Otro tipo de estructuras migmatíticas, también posteriores a las principales fases de deformación, son las de tipo agmatítico originadas por la «intrusión» de materiales granítico-aplíticos en los niveles de las rocas metamórficas. Las características composicionales del neosome de estos tipos migmatíticos son de todo punto similares a las que presentan pe-

queñas masas de leucogranitos que se encuentran intruidos en los mismos niveles, por lo que genéticamente deben tener un mismo significado y constituyen probablemente productos diferenciados de las masas graníticas próximas y subyacentes, al igual que los pequeños diques aplíticos pegmatíticos y de cuarzo que cortan las rocas metamórficas.

En otro orden de ideas, en los niveles micacíticos próximos a las rocas graníticas se ha desarrollado un metamorfismo de contacto con formaciones de andalucita y cordierita (poiquiloblástica), si bien esta aureola tiene muy escaso desarrollo apreciable.

Puede concluirse, por tanto, que la historia del metamorfismo ha sido larga en el tiempo y que en los estadios finales ha alcanzado condiciones equivalentes a las de un metamorfismo de baja presión, con la formación de productos diatexiticos.

5 ROCAS GRANITICAS

La mayor parte, si no todas, de las rocas graníticas presentes en la región considerada pertenecen a la denominada en otras regiones hercínicas «serie granítica calcoalcalina» y ocupan la mayor parte de la superficie de la Hoja. Si bien a escala general cartográfica la apariencia es marcadamente monótona, resulta posible establecer áreas con facies de diferentes características petrográficas establecidas con apoyo tanto de criterios de campo como de estudio microscópico.

Así, pueden distinguirse los siguientes tipos graníticos más representativos:

- a) Granodioritas biotíticas con megacrístales de feldespato potásico.
- b) Granitos biotíticos \pm moscovita \pm cordierita, con megacrístales de feldespato potásico.
- c) Granitos de dos micas de tendencia equigranular.
- d) Granitos de dos micas porfídicos.

Todos ellos en apretada conexión, en el sentido de que las transiciones entre unos términos y otros es muchas veces gradual de tal forma que no cabe, en rigor, establecer un límite cartográfico neto ya que no hay, por otra parte, evidencia de sucesivas intrusiones independientes.

Estos aspectos se ponen de manifiesto especialmente en el caso de granodioritas, granitos biotíticos-cordieríticos y granitos de dos micas de tendencia equigranular, entre los que el paso de unos a otros se hace de un modo transicional. La variación observada es, entonces, un aspecto condicionado en gran medida por la topografía y posiblemente también por el juego de las fracturas más importantes. Tal interpretación se basa

sobre todo en el hecho de que las facies granodioríticas son más frecuentes en las zonas topográficamente más bajas, que se encuentran aproximadamente a lo largo de la diagonal NE-SO de la Hoja topográfica, bordeada por alineaciones montañosas que siguen a grandes rasgos esta dirección. Igualmente en la zona sur, con la misma disposición, se encuentra este tipo de rocas, que sirven de «base» a facies graníticas de dos micas. Esta disposición sugiere, en ausencia de datos que evidencien relaciones intrusivas de unos granitos en otros, que todos ellos han sido originados a partir de un único tipo de magma granodiorítico cuya evolución y relación con niveles encajantes ha determinado el desarrollo de las distintas facies que se encuentran.

En el caso de los granitos de dos micas porfídicos es menos clara la relación transicional citada, ya que en algunos puntos muestra un contacto neto con rocas granodioríticas.

5.1 CARACTERISTICAS DE LAS ROCAS GRANITICAS BIOTITICAS

a) Granodioritas biotíticas con megacristales feldespáticos:

- Biotita: en láminas anhedrales, corroída por cuarzo y plagioclasas. Ocasionalmente alterada a clorita y rutilo. Son frecuentes las inclusiones de apatito y circón.
- Plagioclasas: de tendencia euhedral, están afectadas por la cristalización posterior de otros minerales, principalmente cuarzo y feldespato potásico. Muy zonadas, con zonado difuso directo y a veces oscilatorio. Los valores de contenido en anortita más frecuentes son del orden del $30 \pm 2\%$ en la masa principal de los cristales y llega a valores del 22 % en los bordes. A veces se presenta, además, una zona de borde irregular y discontinua con contenidos en Anortita más bajos correspondientes a oligoclase ácida o albita. Las plagioclasas se encuentran muy frecuentemente formando sinneusis. Como alteraciones puede presentar: sericita, epidota y zoisita.
- Feldespato potásico: componente petrográfico importante, su presencia está especialmente representada por cristales eudrales que alcanzan tamaños de hasta 8 cm., maclados Karlsbad y mostrando un variable grado de peritización. En ocasiones se encuentran como microclina, si bien esto no es lo más frecuente. Además de los megacristales eudrales de feldespato potásico, éste puede presentarse también en forma intersticial entre los otros minerales y con carácter completamente anedral. En algunos casos la zona de borde entre feldespato potásico y plagioclasas muestra el desarrollo de mirmequita.

- Cuarzo: bajo la forma de cristales anhedrales, con extinción ondulante, que se indentan unos en otros según bordes irregulares. A veces se dispone intersticialmente.

Otros minerales de menor importancia cuantitativa son: moscovita, circón, apatito y más raramente xenotima.

Estos tipos de rocas presentan en alguna ocasión composiciones de tipo tonalítico.

De acuerdo con los datos químicos corresponden típicamente a las granodioritas tal como ha sido establecido en trabajos anteriores para otras zonas del Macizo Hespérico en las que se ha utilizado el criterio químico de alto contenido en CaO, así como otras características de tipo petrográfico para definir la «serie calcoalcalina». (V. *Bol. Geol. y Min.*, tomo LXXXI-II-III, 1970, CAPDEVILA y FLOOR; FLOOR, etc., en el mismo volumen). Es decir, alto contenido en An en las plagioclasas, predominio de biotita, ausencia de restos o enclaves metamórficos, etc.

b) Granito biotítico \pm moscovita \pm cordierita, con megacristales de feldespatos potásicos

Estas rocas, que pasan gradualmente a granodioritas, se encuentran situadas en las zonas topográficamente más elevadas que las facies anteriores, presentando además frecuentes enclaves de rocas metamórficas, así como de rocas de tipo diatexitico.

Desde un punto de vista petrográfico se caracterizan por un mayor contenido en feldespatos potásicos, cantidades variables de cordierita (bajo la forma de prismas hasta 2 cm. totalmente pinnitizados) y moscovita. Ocasionalmente pueden presentar también andalucita y fibras de sillimanita.

Las plagioclasas, en menor proporción que en las rocas granodioríticas, mantienen valores del contenido en anortita similares, es decir, del orden del $30 \pm \%$.

Los demás aspectos son comunes, por lo que no se insiste en su descripción.

En relación con las rocas graníticas consideradas se encuentran las siguientes facies, de menor extensión:

- Rocas graníticas de tendencia aplítica que tienen su origen, probablemente, en diferenciaciones marginales o cupuliformes, tal como ha sido puesto de relieve por CORRETGE (1969) en otras zonas del Macizo Hespérico.
- Facies de tonalidad rosa cuya relación con los granitos biotíticos y granodioritas sugiere que se trata de diques, ya que se disponen en dirección NNE-SSO, apreciándose a veces un aparente «contacto» neto con el granito encajante. En realidad se trata de este mismo

granito, que ha sido afectado por esfuerzos tectónicos y subsiguiente modificación mineralógica, como consecuencia de la migración de fluidos hidrotermales, tal como ha sido señalado por UGIDOS (1974), en sectores al Oeste del aquí considerado.

El estudio microscópico de estas rocas muestra características similares a las de los granitos biotíticos, si bien con grados variables de cataclasis. Mineralógicamente están integrados por plagioclasas (albita), feldespato potásico, clorita (alteración de la biotita), cantidades variables de sericita y a veces minerales del grupo de la epidota (zoisita, clinozoisita), no presentando apenas cuarzo en este caso, con lo que la roca ofrece una composición cuarzo-sienítica o sienítica.

Químicamente es típico el alto contenido en NaO respecto a la roca original.

Asociados a los granitos biotíticos se encuentran pequeños diques de rocas básicas. Así, se ha determinado la presencia de un gabro al norte de la Hoja constituido por plagioclasas muy zonadas y actinolita en masas fibrosas aciculares derivadas la alteración de minerales anteriores probablemente hornblenda y algún piroxeno, como revela la presencia de restos serpentínicos.

Otro tipo de rocas, relacionadas también con los granitos biotíticos citados, son las de tipo lamprófidio (vogesita hornbléndica) en forma de diques que presentan las siguientes características mineralógicas: clinopiroxenos (augita) parcial o a veces totalmente serpentinizados de tendencia idiomórfica y hornblenda también idiomórfica.

Ambos minerales llegan a alcanzar tamaños de hasta 4 mm. y se encuentran dispuestos en una mesostasis de pequeños cristales de ortosa, que incluye también cristales de hornblenda de hábito acicular y tamaños que no sobrepasan los 0,4 mm. igualmente de tendencia idiomórfica. Se presentan, por tanto, dos generaciones de anfíboles.

Otros minerales menos abundantes son: apatito, circón, opacos, sericita, clorita y calcita.

Microscópicamente este tipo de rocas no muestra siempre las mismas características. A veces no se aprecia más que un tipo de anfíbol y otras el tamaño de los minerales es muy inferior a los señalados.

Se han encontrado también diques de pórfidos graníticos dispuestos en general en dirección NE-SO. Mineralógicamente constan de: grandes cristales de biotita y clorita, plagioclasas sericitizadas y cuarzo, que muestra típicas formas de corrosión. Estos minerales se encuentran dispuestos en unas masas microgranudas de cuarzo y feldespato potásico intersticial. La composición mineralógica es similar a la de las rocas de tipo granodiorítico.

Otra roca porfídica, de más difícil identificación debido a su alteración, tiene la siguiente composición mineralógica: cristales pseudomorfo de productos serpentínicos y cloríticos de hábito idiomórfico enmarcados por minerales opacos y esfena. No ha podido deducirse el mineral original, probablemente piroxeno. Alcanzan tamaños de 3-4 mm. Plagioclasas, totalmente sericitizadas, que llegan a tamaños de hasta 7 mm. Estos minerales quedan englobados en una mesostasis constituida por microcristales de plagioclasas y en menor proporción cuarzo.

En todos los casos (gabro, lamprófidos y pórfidos) se trata de diques que no superan los 2-3 m. de potencia y con una dirección predominantemente NE-SO.

5.2 CARACTERISTICAS DE LOS GRANITOS DE DOS MICAS

- a) Granitos de dos micas de tendencia equigranular: se trata de rocas graníticas de tonalidades más claras que las anteriores, que muestran un tránsito gradual con las rocas de tipo granodiorítico y los granitos biotíticos por disminución gradual de la abundancia de los megacristales feldespáticos y aumento del contenido de moscovita. Las relaciones texturales son similares a los otros granitos biotíticos, siendo de destacar únicamente el menor contenido en anortita de las plagioclasas, que en este caso oscila de valores correspondientes a oligoclasa intermedia-ácida e incluso albita.
- b) Granitos de dos micas porfídicos: más leucocráticos que los anteriores, se caracterizan por una mayor abundancia de moscovita y por la presencia de frecuentes cristales de feldespato potásico de tamaños no superiores, en general, a los 3-4 cm. Su disposición espacial no está muy clara, ya que si bien por una parte muestran una transición gradual con los anteriores granitos de dos micas, presentan un contacto neto con las rocas de tipo granodiorítico. Petrográficamente son similares a los granitos de tendencia equigranular, aunque más ricos en moscovita y con contenidos en anortita en las plagioclasas más bajas (albita, fundamentalmente).

Los dos tipos de granitos de dos micas tienen a veces andalucita y fibrolita.

Químicamente ambos tipos muestran contenidos más bajos en CaO, Fe y Mg, y más altos en SiO₂ y K₂O que los de la serie calcoalcalina y corresponden a rocas afines a la serie denominada alcalina o de tendencia alcalina, con más bajo contenido en An en las plagioclasas y presencia de restos metamórficos (enclaves o minerales como la sillimanita).

5.3 ENCLAVES EN LAS ROCAS GRANITICAS

Pueden ser considerados de tipos de enclaves:

- a) Enclaves de tipo tonalítico: asociados exclusivamente a las rocas de tipo granodiorítico y más raramente a los granitos biotíticos. Tienen tamaños variables, aunque en todo caso puede considerarse como pequeños nódulos de contorno elipsoidal en general y de tonalidades gris oscuro. Tamaño de grano fino y muy homogéneo. Su composición mineralógica es similar a la de las granodioritas, con la excepción de feldespatos potásicos que en un mineral accidental.
- b) Enclaves de rocas metamórficas: ausentes prácticamente en las rocas granodioríticas, abundan en los granitos biotíticos cordieríticos, en los que son frecuentes los enclaves de rocas de tipo micacítico y diatexitico, así como los nódulos cordieríticos completamente pinnitizados. Son también frecuentes, aunque menos en los granitos de 2 micas, donde están constituidos fundamentalmente por rocas micacíticas con un contenido grande en fibrolita.

6 HISTORIA GEOLOGICA Y ASPECTOS PETROGENETICOS

Si bien los datos obtenidos en la zona considerada son necesariamente parciales, dada la gran extensión de las rocas graníticas y metamórficas en estos dominios del Macizo Hespérico, sí pueden ser suficientes para realizar un esbozo que sintetice los principales aspectos, que pueden resumirse en los siguientes puntos:

- a) El metamorfismo comienza con la fase de deformación más importante y alcanza las máximas condiciones térmicas tardíamente respecto a las principales fases tectónicas (admitidas como hercínicas; M. ESCORZA, 1972), llegando a producir rocas de tipo diatexitico-nebulítico muy ricas en cordierita durante tales condiciones. En todo caso se trata de un metamorfismo de baja presión.
- b) Tardíamente, también, respecto a las fases de deformación principales, tiene lugar la intrusión de un importante volumen de rocas calcoalcalinas cuyo estado físico permite la mezcla con los productos nebulíticos y metamórficos encajantes, resultando así facies graníticas con frecuentes prismas cordieríticos, sillimanita, enclaves metamórficos residuales, etc., que evidencian un más o menos acentuado proceso de asimilación de las rocas a través de las que se produce la intrusión. En relación con estos procesos pudieran producirse fenómenos de

diferenciación y enriquecimiento en volátiles responsables de la formación de las rocas graníticas de dos micas, quedando todo el conjunto formando una especie de «capa» de rocas graníticas más ácidas (topográficamente más altas) sobre masas calcoalcalinas, que continuaron su ascenso en algunos puntos (contacto neto entre estas rocas y granitos de dos micas).

- c) Desarrollo de sistemas tardíos de fracturas NNE-SSO y NO-SE que facilitaron la intrusión de diversos tipos de diques y en otros casos determinaron la milonitización de las rocas graníticas o la formación de facies rosas en las mismas.

La ausencia de cobertera Mesozoica y lo restringido de la Cenozoica sitúan a esta zona, al igual que las circundantes, en un proceso continuado de degradación a partir de la orogenia Hercínica. Este proceso finaliza una de sus fases con el labrado de una superficie erosiva que ha sido definida como Poligénica y heterocroma, dándole una posible edad Preeocena para zonas próximas (SOLE SABARIS, 1952), si bien en zonas limítrofes ha sido igualmente datada como pre-ciclo arcósico (es decir, finalizada entre el tránsito oligoceno-mioceno, PEDRAZA GILSANZ, 1978).

Durante la orogenia Alpídica comienza un nuevo ciclo en estas áreas que queda reflejado en la actualidad por los sedimentos Terciarios del Valle del Tiétar. Las fases iniciales de este ciclo quedan marcadas por la progresiva elevación de la penillanura generada anteriormente y por la definición de las cuencas sedimentarias. La fase inicial establece la definitiva consolidación de los bloques (horts y grabens), así como fosas, que dan su configuración morfoestructural al relieve actual. De este modo, antes de iniciarse el Cuaternario, quedaban ya establecidos rasgos fundamentales como: Graben del Alto Alberche y Alto Tiétar (tendente a E-O), del cual penetran en esta zona sus extremos meridionales.

Horts fundamental de la Sierra de Gredos (ENE-OSO) y de las Sierras de Cabeza Aguda, Cabez y Centenera (NE-SO ligeramente tendida hacia el E) que forman la divisoria fundamental o Macizo Fundamental de Gredos (S.S.).

Pequeño graben del río Ramacastañas o Prado de la Torre (NNE-SSO), Fosa del Tiétar (NE-SO algo tendido).

Partiendo de estos elementos se desarrolla un nuevo ciclo que comienza con el Cuaternario o Pliocuaternario, del cual se carece de sedimentos hasta épocas recientes (Pleistoceno Medio). Teniendo en cuenta la evolución de las zonas colindantes, donde quedan mejor definidos los procesos de esta época, cabe señalar un inicio eminentemente erosivo en el cual se irían definiendo progresivamente cauces fluviales, torrenciales y fluvio-torrenciales. Cauces y cuencas quedarían perfectamente delimitados

al inicio del primero de los dos estadios glaciares definidos en esta zona (al igual que en la más occidental).

Tras esa primera fase de consolidación, se define el primer estadio glaciar wurmiense que en los valles no ocupados por él estaría representado por una fase de aluvionamiento, fenómenos de ladera o de tipo nival, muy extendidos en esta zona, si bien de una situación en el contexto cronológico y genético bastante problemático.

La presencia en el glaciar de la Hoya del Cura con morrenas internas bien definidas, denuncian un nuevo estadio glaciar, tras un interestadio, que al igual que en las zonas occidentales es difícil de precisar su extensión, de cualquier modo parece asociable a una nueva fase aluvionar, si bien es problemática su diferenciación de la anterior. Cabe destacar, sin embargo, la existencia de conos torrenciales (río Ramacastañas y Lanzahita) fosilizados por aluviones posteriores, formando la T₂, que a su vez parece poseer varios subniveles.

La última fase evolutiva queda condicionada por los procesos de encajamiento fluvial y torrencial, así como por ligeras modificaciones en algunos depósitos funcionales, si bien de un modo muy atenuado, tal como los suelos periglaciares antiguos, materiales finos de depresiones y por la generación de otros nuevos que se instalarían en antiguas cuencas glaciares y cauces fluviales, tales como los derrubios de ladera y conos de deyección modernos.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA Y CANTERAS

Dentro del área de la Hoja no existe industria extractiva activa. Solamente al Sur, en la zona de Ramacastañas, se localizan dos canteras, una totalmente abandonada en las calizas y la otra en esquistos sin actividad, pero con algún utillaje. Ambas se utilizaron para la obtención de gravas dedicadas a las obras públicas locales.

7.2 HIDROGEOLOGIA

Hidrogeológicamente podemos distinguir entre dos conjuntos. De un lado las rocas ígneas y metamórficas con representación mayoritaria en las que solamente cabe esperar una circulación subterránea debida a fisuraciones, así como la asociada a formaciones cuaternarias no fluviales que solamente producen una corta retención respecto a la circulación superficial. Sin embargo, la anterior circunstancia unida en las partes más ele-

vadas a la baja temperatura mantiene, incluso, en verano, algunas fuentes y pequeños caudales de aguas. Sin duda el factor que más influye en el ciclo hidrogeológico de la zona es la existencia de un prolongado deshielo.

De otra parte habrá que considerar el conjunto terciario-cuaternario ligado al Valle del Tiétar y conectado hidráulicamente con el curso actual. No se conocen datos de los puntos de explotación por pozos, no pudiendo aportarse ningún dato sobre piezometría, caudales, calidad, etc. Sin embargo, el esquema teórico de funcionamiento es sencillo, con una carga procedente fundamentalmente del drenaje superficial no definido de los relieves próximos y la infiltración directa y una descarga al río durante todo el año, ya que estamos situados en la cabecera.

En general, el balance demanda-recursos es favorable a estos últimos y como obra más espectacular de aprovechamiento hay que señalar el embalse situado en las cercanías de Arenas de San Pedro.

8 BIBLIOGRAFIA

- ALFEREZ DELGADO, F. (1974).—«Sistema de terrazas del río Tajo al O de Toledo». *Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Geológicas*, Madrid.
- ARENILLAS, M.; SAAVEDRA, J. A., y ARRIBAS, A. (1975).—«Un dique de tendencia sienítica en la provincia de Avila». *Bol. Geol. y Min. Esp.*, tomo 86, pp. 233-243, Madrid.
- ARRIBAS, A., y JIMENEZ, E. (1972).—«Memoria mapa geológico de España E. 1/200.000, Avila». *Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 44, pp. 1-26, Madrid.
- BABIN, R. (1974).—«Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahíta-Barco de Avila-Béjar». *Studia Geológica*, tomo 7, pp. 41-61, Salamanca.
- (1976).—«Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahíta-Barco de Avila-Béjar-Sierra de Gredos». *Estudios Geológicos*, núm. 32, pp. 189-198, Salamanca.
- BARD, J. P.; CAPDEVILLA, R., y MATTE, P. (1970).—«Les grandes traits strat. tecton. metam. et pluton. des Sierra de Gredos et de Guadarrama». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 270, pp. 2630-2633, París.
- BEA, F. (1976).—«Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora implicaciones petrogenéticas». *Studia Geológica*, t. 11, pp. 25-73, Salamanca.
- BECKMAN, W. (1967).—«Bodengeographie der Ostlichen Sierra de Gredos (Spanien)». *Teoderma 1*, pp. 299-314. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- BISCHOFF, L. (1972).—«Das variszische orogen des kastilischen haupts-

- cheidegebirges zentralspanien». *Zbl. Geol. Palaont.*, vol. 1, núm. 9, páginas 708-746, Madrid.
- BROSCHKE, K. U. (1971).—«Beobachtungen an rezenten periglazia. ferscheinungen in einigen Hochgebirgen de Iberischen Halbinsel». *Die Erde*. Año 102. Cuaderno 1, pp. 34-52, 37-42 (Sierra de Gredos). *Berhn.*
- BUTZER, K. W., y FRANZLE, O. (1959).—«Observations on Pre-Würm Glaciations of the Iberian Peninsula». *Zeitschrift für Geomorphologie*. Band 3. Hett. 1 (Nueva Serie), pp. 85-97.
- CAPOTE, R., y FERNANDEZ, M. J. (1971).—«Esquistosidad y tectónica superpuesta en el paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico, provincia de Avila». *Bol. Real Soc. Hist. Nat.*, t. 69, pp. 175-185, Madrid.
- CORRETGE, L. G.; UGIDOS, J. M., y MARTINEZ, F.—«Les series graníques dans le secteur centre occidental espagnol». *Int. Litt.*
- (1969).—«Las diferenciaciones aplíticas cupuliformes en la tonalita de Zarza la Mayor-Ceclavin (Cáceres) y su interpretación petrogenética». *Acta Geol. Hispánica*, t. IV, núm. 5, pp. 119-123.
- EDWARDS, M. B. (1978).—«Glacial Environments». Capítulo 13 de «Sedimentary Environments and Facies». *Blackwel Scientific Publications*. Edit. H. G. Reading, pp. 416-438, Oxford, London, Edimburg, Melbourne.
- FERNANDEZ GARCIA, P. (1976).—«Estudio geomorfológico del Macizo Central de Gredos». *Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid*, p. 119, Madrid.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y BEA, F. (1974).—«El dique Alentejo Plasencia y haces de diques básicos de Extremadura». *Bol. Geol. y Min. de Esp.*, t. 85, pp. 308-337, Madrid.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1950).—«Los granitos del centro oeste de España». *21 Inter. Geol. Cong. Copenhagen*, vol. 14, pp. 131-137.
- (1958).—«Excursión geológica por el bloque de Piélagos (Toledo-Avila)». *Notas y comunicaciones del IGME*, núm. 50 (primer fascículo, pp. 77-93).
- GARZON HEYDT, M. G. (1977).—«Estudio preliminar de la Morfología de la zona comprendida entre Talavera de la Reina y Arenas de San Pedro (Borde Meridional de la Sierra de Gredos)». *Trabajos del Neógeno y Cuaternario*, núm. 6, pp. 85-91, un mapa, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1957).—«Livret-guide de l'excursion C.I. a Gredos». *V Congrès International du INQUA* 5-6, p. 58, Madrid-Barcelona.
- KINDELAN Y DUNAY, y HERNANDEZ PACHECO (1952).—«Memorias de la Hoja Geológica núm. 602 (Navamorcuende) E. 1/50.000». *IGME*.
- MARTIN, M. (1968).—«El filón de Navarredonda, Avila. Caracteres geográficos mineralógicos y metalogenéticos». *Bol. Geol. Min. Esp.*, t. 74, número 4, pp. 407-411, Madrid.
- MARTIN ESCORZA (1972).—«Estudio mesotectónico en los materiales metamórficos de los alrededores de Arenas de San Pedro (provincia de Avila-Toledo)». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 69, núm. 4, año 1971.

- (1974).—«Sobre la existencia de materiales paleógenos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo, en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (provincia de Toledo)». *Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Nat. (Geol.)*, t. 72, pp. 141-170, Madrid.
- (1976).—«Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo». *Estudios Geológicos*, vol. 32 (5), páginas 509-523, C.S.I.C., Madrid.
- MARTINEZ DE PISON, E., y MUÑOZ JIMENEZ, J. (1972).—«Observaciones sobre la morfología del Alto Gredos». *Estudios Geográficos. C.S.I.C. Inst. Juan Sebastián Elcano*, t. XXXIII, 129, pp. 597-690, Madrid.
- OBERMAIER, H., y CARANDELL, J. (1915).—«Datos para la climatología cuaternaria en España». *Bol. Real Acad. Esp. Hist. Nat.*, t. XV, pp. 402-411, Madrid.
- PEDRAZA GILSAN, J. (1976).—«Algunos procesos morfogenéticos recientes en el Valle del Alberche: La Depresión Aldea del Fresno-Almorox». *Bol. Geol. y Minero del IGME*, t. LXXXVII, pp. 1-12, Madrid.
- (1978).—«Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)». *Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid*, p. 459, Madrid.
- SCHMIEDER, O. (1915).—«Die Sierra de Gredos». *Mitteilungen der geographischen Gesellschaft in Munchen. Zehnter band, 1.* (Referencias a la traducción de C. Vidal Box «La Sierra de Gredos». *Estudios Geográficos*. Año XIV, núm. 52, pp. 421-440, núm. 53, pp. 629-653, C.S.I.C., Madrid, 1953.)
- SOLE SABARIS, L. (1952).—«Geografía Física de España (en colaboración con Noel Llopis Lladó)». *Tomo I de la Geografía de España y Portugal de M. de Terán*, p. 500, Montaner y Simón, S. A., Barcelona.
- TAILLEFER, F. (1969).—«La cartografía des formes glaciaires et fluvio glaciaires». *Etudes sur le quaternaire dans le monde. VIII Congres INQUA. C.N.R.S.*, vol. 2, pp. 879-885, París.
- UBANELL, A. G. (1975).—«Localización de una depresión terciaria en el curso del Alberche. Sistema Central Español». *Bol. Geol. y Min. de España*, t. 86, pp. 478-484, Madrid.
- (1976).—«Los diques aplíticos de Almorox Navamorcuende, sistema central español en relación con los décrochements dextrales tardihercínicos». *Com. Ser. Geol. Portugal*, t. 60, pp. 53-68.
- (1977).—«Significado estructural de los diferentes afloramientos graníticos en un área del sistema central español». *Bol. Geol. y Min. Esp.*, tomo 83, pp. 365-370, Madrid.
- (1977).—«Modelo de fracturación de la región central española basado en las imágenes obtenidas por satélite». *Studia Geologica*, núm. 12, pp. 195-206, Salamanca.

- UBANELL, A. G.; GARZON, G.; DE LA PEÑA, J. A.; BUSTILLO, A., y MARFIL, R. (1978).—«Estudio de proceso de alteración hidrotermal en rocas graníticas y sedimentarias (provincia de Avila)». *Est. Geol.*, vol. 34, número 2, pp. 151-160, C.S.I.C., Madrid.
- UGIDOS, J. M. (1973).—«Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia-Salamanca-Cáceres». Inédito, pp. 1-218.
- (1973).—«Los graníticos aplíticos de nódulos en el área Béjar-Barco de Avila». *Studia Geológica*, t. 6, pp. 85-93.
- (1974).—«Los granitos biotíticos más menos cordierita de Béjar y áreas adyacentes». *Bol. Geol. Min. Esp.*, t. 85, vol. 2, pp. 65-74, Madrid.
- (1974).—«Granitos de dos micas y moscovíticos en el complejo metamórfico Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes». *Studia Geológica*, t. 7, pp. 63-86, Salamanca.
- (1974).—«Metamorfismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar-Barco de Avila-Plasencia, petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina». *Studia Geológica*, t. 10, pp. 27-46, Salamanca.
- (1976).—«Significado petrológico de las cordieritas-silimanitas-andalucita en las migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes». *Studia Geológica*, t. 10, pp. 45-59, Salamanca.
- (1976).—«Análisis comparativo de los granitos de Béjar-Plasencia con otros granitos younger centro y peninsulares: precisiones sobre la serie mixta». *Studia Geológica*, t. 10, pp. 45-59, Salamanca.
- UGIDOS, J. M., y BEA, F.—«Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del macizo Hespérico». *Int. Litt.*
- VAUDOUR, J. (1969).—«Données nouvelles et hypotheses sur le quaternaire de la région de Madrid». *Etudes et travaux du Méditerrané numéro 8. Revue géographique des pays méditerranéens. Extraits de Recherches Méditerranéennes*, pp. 80-91.
- (1977).—«Contribution a l'étude geomorphologique d'une region méditerranéenne semi-aride: La région de Madrid. Alterations sols et paleosols». *These présentée a L'Université d'Aix-Marseille*.
- VEGAS, R. (1971).—«Precisiones sobre el cámbrico del centro y sur de España. El problema de la existencia cámbrica en el Valle de Alcudia, Sierra de Gredos y norte de Badajoz». *Estudios Geológicos*, vol. 27, pp. 419-425, Salamanca.
- VENZO, S. (1969).—«Les stades du Wurm tardif et du Post-Wurm dans les Alpes insubriques de la Valtellina (Sondrio, Lombardie)». *VIII Congreso INQUA. Paris. Etudes sur le quaternaire dans le monde*, vol. 1, pp. 557-568, C.N.P.S., París.
- VIDAL BOX, C. (1929).—«Nuevos estudios sobre el glaciario cuaternario ibérico». *Mem. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, t. XV, 2.º, pp. 585-592, Madrid.

- (1932).—«Morfología glacial cuaternaria del Macizo Oriental de la Sierra de Gredos». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXXII, pp. 117-135, Madrid.
- (1936).—«Contribución al conocimiento morfológico del segmento occidental de la Sierra de Gredos (Bohoyo)». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo XXXVI, núm. 1, pp. 17-31, Madrid.
- (1937).—«Ensayo sobre la interpretación morfológica y tectónica de la Cordillera Central, en el segmento comprendido en la provincia de Avila». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXXVII, 1-6, pp. 79-106, láminas 5-8, Madrid.
- (1942).—«La línea morfotectónica meridional de la Sierra del Guadarrama». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XL, Madrid.
- (1948).—«Nuevas aportaciones al conocimiento geomorfológico de la Cordillera Central». *Estudios geográficos C.S.I.C. Instituto Juan Sebastián Elcano*, núm. 30, pp. 5-52, 7 láminas, 2 mapas, Madrid.
- WASHBURN, A. L. (1973).—«Periglacial processes and environments». *Edward Arnold*, p. 320, Londres.
- ZAZO, C., y GOY, J. L. (1975).—«Mapa Geológico de España. E. 1/50.000, Hoja núm. 274 (17-12), Torquemada (2.ª serie) (Estudio Cuaternario». *IGME*, Madrid.