

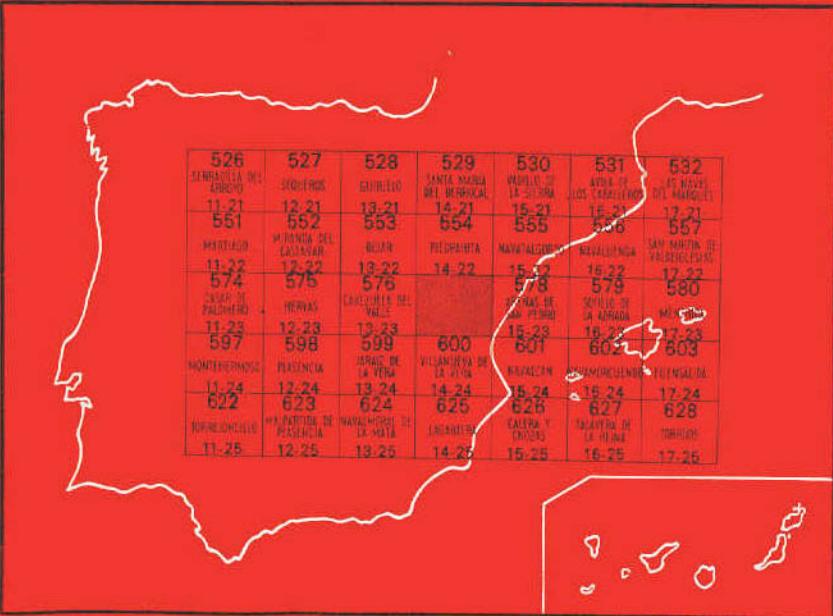


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BOHOYO

Segunda serie - Primera edición



526	527	528	529	530	531	532
SEÑORÍO DEL ARROYO	SEGOVIA	GARRALDO	SANTA MARÍA DEL HERMOSO	VALLEJO DE LA SIERRA	ALDEA DE LOS TAJARES	EL RÍO DEL MANGRAS
11-27	12-21	13-21	14-21	15-21	16-21	17-21
551	552	553	554	555	556	557
MARTIAGO	MIRANDA DEL TIJUERAS	OLÉN	PIEDRAGUITA	NAVATALGORDO	NAVALMOLINA	SAN MARTÍN DE VALDELEJOS
11-27	12-22	13-22	14-22	15-22	16-22	17-22
574	575	576	578	579	580	
CASAS DE PALMERO	HERVAS	CAZUELA DEL VALLE	COLMILLO DE LA PIEDRA	COLMILLO DE LA ARRABA	MUÑOZ	
11-23	12-23	13-23	15-23	16-23	17-23	
597	598	599	600	601	602	603
MONTEDERMO	PLASENCIA	PARAT DE LA VERA	VILLANUEVA DE LA JARA	RETIACER	ZAMORCILLO DE VILLANUEVA	
11-24	12-24	13-24	14-24	15-24	16-24	17-24
622	623	624	625	626	627	628
ROFRENOCHUE	PARROQUIA DE PLASENCIA	PARROQUIA DE LA MATA	LIGUILLAS	CALERA Y CROZAS	VALMONTA DE LA RIBERA	TOBALOS
11-25	12-25	13-25	14-25	15-25	16-25	17-25

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BOHOYO

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 *Cartografía previa, asesoramiento y petrología ígnea y metamórfica*: J. M. Ugidos (Universidad de Salamanca).

En *Cuaternario*: J. Pedraza y P. Fernández (Departamento de Geodinámica externa de la Universidad de Madrid).

Coordinador del Proyecto: A. Peón (IMINSA).

Supervisión 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 - 18.548 - 1981

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

1 ANTECEDENTES

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 (UGIDOS, 1974) se aportan datos petrográficos y químicos de parte de los granitos de dos micas (granitos de Navalonguilla) que se sitúan en el área cartografiada que acompaña a la presente Memoria. En zonas marginales o próximas son de señalar el estudio de GARCIA DE FIGUEROLA y MARIN BENAVENTE (1959) sobre rocas graníticas y metamórfico-migmatíticas, así como los realizados por BABIN (1974, 1976, 1977) acerca de diversos aspectos sobre los diferentes materiales plutónicos y metamórficos y las relaciones entre deformaciones, metamorfismo y plutonismo.

Dentro de los depósitos cuaternarios se encuentra, como casi única, la dedicación al glaciario. Corresponden las primeras aportaciones, casi simultáneas, O. SCHMIEDER (1953, original de 1915) y H. DEL VILLAS (1915-1917). En ambas obras se describen y esquematizan los aparatos glaciares más destacados del macizo Central de Gredos. Posteriormente, OBERMAIER y CARANDELL (1916, 1917) precisan nuevos esquemas y descripciones de los glaciares fundamentales del alto Gredos. VIDAL BOX, en diferentes obras (1929, 1932, 1936, 1948) acaba por completar el esquema glacial del macizo Central de Gredos con nuevos datos sobre su desarrollo y sus condicionantes, ampliando sus observaciones del Macizo de Béjar.

Nuevos esquemas de los glaciares de la Sierra de la Nava y la Serrota, así como referencias al glaciarismo en la cara meridional de Gredos, se encuentran en un trabajo de síntesis de F. FERNANDEZ PACHECO (1957).

Dentro del mismo contexto de síntesis general, cabe mencionar la obra de E. MARTINEZ DE PISON y J. MUÑOZ JIMENEZ. En dicha obra, centrada en el Alto Gredos, se recogen todas las aportaciones anteriores y perfilan los esquemas, tanto en escala como en precisión, sobre algunas morrenas definidas anteriormente como una posible fase del Riss.

P. FERNANDEZ GARCIA (1976) realiza, por vez primera, una cartografía detallada de los materiales y formas cuaternarias, comprendidas en el entorno del circo de Gredos.

En la vertiente meridional, los estudios son aún más escasos y centrados en las características y depósitos torrentiales de las zonas limítrofes que nos ocupan.

Tal es el trabajo de HERNANDEZ PACHECO (1962), que reafirma su apreciación anterior sobre el glaciarismo meridional, al estudiar los conos de deyección de la Garganta de Alardos. En el mismo contexto, tanto respecto a los materiales estudiados como a la reseña glaciar, está el trabajo de I. ASENSIO AMOR (1966) en la Garganta de Santa María de Alardos.

Respecto al glaciarismo meridional y, tras las reseñas meramente indicativas de diversos autores (SCHMIEDER, 1915), OBERMAIER y CARANDELL (1927), HERNANDEZ PACHECO (1957-1962), I. ASENSIO AMOR (1966), A. DELGADO SANCHEZ (1976), el que define su verdadera magnitud, localización e importancia real es J. J. SANZ DONAIRE (1977). Este autor, en un trabajo que comprende la zona situada al oeste del arroyo Encinoso, da varios aparatos glaciares, que sin duda superan la simple magnitud de circos colgados o nichos embrionarios.

Finalmente, en lo referente a periglaciarismo, cabe citar la obra de BROS-CHE (1971), en la que se analizan diferentes perfiles del entorno del circo de Gredos y Garganta de las Pozas. En dicho trabajo se consideran algunas de las formaciones periglaciares, dando como más destacados los fenómenos solifluidales y las acumulaciones de bloques, que en su mayoría son consideradas como estabilizadas. El límite reciente de los fenómenos solifluidales los sitúa entre los 2.050 y 2.100 m.

2 ESTRATIGRAFIA

Dentro de la zona de la Hoja quedan representados dos conjuntos litológicos de origen sedimentario. De una parte están presentes terrenos metamórficos, a los que podemos englobar dentro del término genérico de infraordovícicos; de otra, los depósitos cuaternarios de origen fluvial y glacial.

2.1 INFRAORDOVICICO

Poco es lo que se puede indicar en este apartado, dado por una parte la escasez de niveles de rocas sedimentarias y por otra el elevado grado de metamorfismo al que han sido sometidas la mayor parte de las mismas, factores que imposibilitan, junto con la monotonía de los niveles menos metamórficos, el intento de correlación con otras áreas, por otra parte alejadas, en las que se dispone de datos litológicos o paleontológicos que han permitido establecer una primera aproximación en lo que se refiere a la edad de los materiales sedimentarios originales.

En la zona considerada, por tanto, no cabe más que hacer la conjetura de que las rocas sedimentarias originales, de composición pelítica o cuarzopelítica, pertenecen al denominado «complejo esquisto grauváquico», de edad infraordovícica.

2.2 CUATERNARIO

Están en esta zona muy bien representados los materiales procedentes de procesos glaciares y periglaciares. Estos últimos depósitos, denuncian una cierta irregularidad en la intensidad de los procesos ya que, a las fases iniciales, intensas (que llegaron a formar terrazas de crioplanación), deben oponérsese un descenso progresivo en esa intensidad, pues sobre los materiales arrancados no se llegaron a definir estructuras destacadas (llegando únicamente a enlosamientos, gaps y almohadillados) para las cuales sí había materiales idóneos. Junto a ambos materiales, caben destacarse igualmente todo el conjunto de depósitos ligados a las corrientes de dinámica torrencial, quedando, sin embargo, muy reducidos los depósitos estrictamente fluviales de dinámica más tranquila.

A la hora de describir la columna litológica, hemos preferido el orden genético al estrictamente cronológico por diferentes razones; así:

La ausencia de elementos de datación precisos, nos hicieron referir las edades según criterios relativos, y estos criterios van lógicamente unidos a los diferentes grupos de materiales asociados genéticamente.

Dado que un mapa geológico, no puede acoger todo el conjunto de formaciones superficiales y formas asociadas, el criterio seguido posibilita la definición de los grandes sistemas morfogenéticos que han actuado en la zona durante el cuaternario, a la vez que ciertos depósitos pueden ser referidos, aún en el caso de carecer de entidad suficiente para ser representados.

Es evidente, como en toda descripción, que siempre se presenta el problema de casos mixtos o ligeramente separados de la norma, sin embargo,

en estos casos, hemos tratado de acomodarlos al grupo dominante, especificando su singularidad. Nos referimos concretamente a los diferentes tipos morrénicos, así como a los depósitos fluvio glaciares y aluvionares que quedan englobados en el conjunto torrencial, presentando continuidad con ellos.

En estos casos, se han tratado de clarificar en la descripción esas peculiaridades (arcos morrénicos, barras, empalmes de abanicos, fondo de canal, etcétera) que además, según la representación, pueden ser diferenciados en la cartografía; bien por su contorno morfológico normal, bien por su simbología.

En suma, como criterio más exacto, se ha conseguido aquel que agrupa el conjunto GENESIS-MATERIAL, dejando la configuración geomorfológica y cronológica como complemento diferenciador tal como obligan los datos de campo.

Partiendo de lo anterior, dentro de cada grupo diferenciado es donde se han establecido subdivisiones basadas en otros criterios, tales como: variedad de los procesos genéticos, cronología, caracteres morfodinámicos, etcétera.

A la hora de tratar de definir cronologías más allá de las relativas y, como medio de correlación global, no tenemos otras bases que aquellas que nos aportan los depósitos de las redes hidrográficas, es decir, las fases de aterrazamiento.

En este caso, son los emisarios fundamentales, Tormes y Tiétar (ya fuera de la Hoja) los que tendremos como guía.

De todos modos, tampoco aquí las dataciones son precisas (en el Tormes no hay siquiera un análisis de la secuencia de sus terrazas) por lo cual las aportaciones básicas tienden a una correlación de fenómenos dentro de ambas cuencas: Duero y Tajo.

Dentro de los diferentes grupos de materiales cartografiados, debemos llamar la atención sobre la singularidad y buen desarrollo de los depósitos morrénicos.

Dada esta especial importancia, se han tratado con suma atención y preferencia todos los aparatos glaciares, hasta los menos desarrollados, buscando reflejar aspectos que habían sido únicamente esquematizados hasta el momento (dominio morrénico, asociación de crestas de pulsación, relación entre depósitos glaciares, periglaciares y fluviales, etc.).

En este mismo sentido, cabe destacar el buen desarrollo que presentó en la vertiente meridional el glaciarismo. Tal hecho, reflejado de un modo riguroso recientemente (ver antecedentes bibliográficos), ha sido ampliado en esta cartografía a nuevos aparatos glaciares situados en la vertiente meridional del núcleo central de Gredos. En este punto, se ha tratado de reflejar, junto a los aparatos conservados, toda aquella zona que presenta huellas de glaciares fácilmente reconocibles por los materiales, si bien degradados,

o por los circos en período de disección por las torreneras. Dentro de ellos cabe señalar toda la cabecera del arroyo Encinoso, como destacado conjunto con diversos aparatos coalescentes, entre los que destacan, por su conservación, el más occidental o de Peones, cuya terminación de sus aportes morrénicos se sitúa a los 1.500 metros. Hacia el Este, pueden citarse igualmente como mejor conservados los circos y aportes morrénicos de: La Portilla de Serradillas (nivel inferior a 1.700 metros); el del Collado de la Lagunilla del Corral (nivel inferior 1.740 metros) (ambos en la cabecera de la Garganta de Alardos); el del Puerto de Candeleda (terminación hacia los 1.600 metros) ya en la cuenca de la Garganta Lóbrega.

2.2.1 SUELOS PERIGLACIARES ANTIGUOS (Q-Sp)

Se trata de un recubrimiento que tapiza todas las cimas, en cotas superiores a los 2.000 metros. Varía su potencia según la morfología de la concentración. Cuando ésta se sitúa en pequeñas inflexiones, se trata de un suelo de césped alpino almohadillado y procesos de reducción con desarrollo de turberas, en estos casos, debido a su génesis, se concentran mayor cantidad de materiales teniendo potencias que varían entre 0,25 y los 2 metros. En el caso de coberturas de replanos culminantes, se trata de una fina película de bloques, cantos y material más fino, generalmente tamaño grava, que presenta estructuras enlosadas y procesos de crecimiento alrededor de los cantos (gaps) que siguen funcionando actualmente.

Todos estos suelos están disectados por las formas glaciares, denunciando su preexistencia a las primeras fases glaciares detectadas. Su génesis puede suponerse como la de un proceso de rebaje de los relieves culminantes (crestones, tors, etc.) llegando a formar pequeñas terrazas de corioplanación.

2.2.2 DERRAMES DE LADERA CONCENTRADOS

Se trata de recubrimientos que tapizan la ladera, con potencia progresiva hacia la base, desde la cúspide de la misma. Se concentran en zonas preferentes, con una morfología de grandes conos o abanicos, sin embargo, no corresponden a una génesis de descarga sino a fenómenos mixtos de gravedad y transporte fluidal progresivo, en el que pueden mezclarse algunos otros fenómenos semifluidales, todos ellos relacionados con un ambiente periglaciario. Dentro de estos depósitos caben diferenciarse las siguientes generaciones:

1.^a (Q_{IR, R, W} D_C): son los más desarrollados y antiguos, siendo equivalentes a la formación de la 1.^a terraza, de + 20 a 25 m. a veces desarrollada en estos depósitos.

Se trata de un aglomerado de cantos y bloques angulosos, empastados en una matriz de tamaño grava y a veces grava-limosa.

Se presenta fuertemente compactado debido a los óxidos de hierro que contiene la matriz, llegando a dar todo el conjunto un tono rojizo, sin que llegue a una verdadera rubefacción de los clastos. Estos clastos varían entre tamaños de 0,5 mts. escasos, y los 2-3 centímetros, siendo más comunes los de 5-10 centímetros y 20-25 centímetros.

Mineralógicamente, domina el cuarzo y clastos de rocas metamórficas y graníticas, así como feldespatos y micas en la matriz, además de los elementos anteriores, en menor abundancia.

2.^a (Q_{1WA} , $w_{A-B}D_c$): se desarrollan, bien independientes de los anteriores en algunas zonas, bien sobre ellos en otras, degradándolas. En este segundo caso, la mayoría de los materiales proceden de la removilización de la fase anterior, si bien transformados por procesos de lavado, llegando a desarrollar suelos ricos en materia orgánica (suelos pardos). Donde se presentan en nueva generación su composición es convergente: un aglomerado en la base, sin compactación, en el que dominan los cantos de tamaño entre 6 a 10 cm. y escasamente los bloques y una matriz fundamentalmente formada por gránulos bastante lavados.

La mineralogía es heterogénea, aunque la abundancia de uno u otro material depende del sustrato. Hacia el techo se pasa gradualmente a una fase de menor granulometría, que en algunas zonas ha llegado igualmente a definir un suelo, como en el caso anterior.

Esta segunda fase es contemporánea al desarrollo de la 2.^a terraza de + 7 a 10 metros, a veces desarrollada sobre estos depósitos.

2.2.3 DEPOSITOS GLACIARES (Morrenas)

Si bien desde el punto de vista morfogenético y cronológico, caben diferenciaciones mayores, como veremos, desde el punto de vista litológico, podemos agrupar todos los materiales morrénicos en una única descripción, con la precisión que señalaremos para las morrenas de fondo.

En términos generales, pueden definirse estos depósitos como aglomerados de bloques y cantos, con matriz samito-sefítica. No presentan compactación alguna y su distribución es uniforme a lo largo de todo el afloramiento. Los clastos, fundamentalmente graníticos, con menor abundancia de fragmentos metamórficos y de cuarzo. Destaca dentro de todo el conjunto gran cantidad de bloques de gran tamaño, siendo abundantes los de eje mayor superior a 2 metros, los más frecuentes se encuentran entre 1-1,5 metros.

Los cantos son menos abundantes que los bloques y claramente heterométricos, si bien tendentes a los tamaños menores próximos a la grava.

Basándonos en los análisis realizados con anterioridad, por uno de los autores (P. FERNANDEZ GARCIA, 1976), podemos establecer:

En la matriz de todos los depósitos morrénicos analizados mecánicamente, se establecen curvas de frecuencia polimodales (tres modas), cuyas modas son equiparables. Estas modas se sitúan siempre en los siguientes intervalos: de 2 a 1; de 1 a 0,5 y de 0,5 a 0,25 mm. El contenido en fracción fina (pelítica) oscila entre un 10 y un 15 por 100.

La curva acumulada es bastante tendida, existiendo por tanto escasa selección. Dato importante es la presencia de ligeras inflexiones en su trazado, destacándose una que se sitúa en el intervalo 0,5-0,25 mm. Dicha inflexión es interpretada como típica en las curvas de sedimentos glaciares (sin que se tenga que producir en el mismo intervalo) (ver J. TRICART, 1963).

Como hemos señalado, los caracteres morrénicos son bastante permanentes, precisándose únicamente las diferencias siguientes:

- 1) En las morrenas de fondo, se presenta hacia el techo una mayor concentración de materiales finos, que culmina en el desarrollo de suelos de césped alpino. Esto puede interpretarse como concentraciones singenéticas, pero también postgenéticas, que llegan a dominar en zonas de encharcamiento, produciéndose los típicos tremedales de turbera.
- 2) En la cartografía se diferencian varios tipos morrénicos que tienen su base en la cronología o en la morfogénesis. De este modo, quedan reflejados los siguientes términos morrénicos:
 - I) *Morrenas laterales, arcos morrénicos y barras morrénicas de primer estadio* ($Q_{1wA}M_L$)

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

Los arcos morrénicos deben interpretarse como: procedentes de glaciares de circo, zona terminal de lenguas alpinas o como tramos morrénicos descolgados del conjunto por las distintas pulsaciones de un mismo estadio.

Este mismo significado, pulsaciones de un mismo estadio, es el que tienen las barras morrénicas, que no son otra cosa que restos de arcos degradados o crestas longitudinales más marcadas.

- II) *Morrenas de fondo, primer estadio* ($Q_{1wA}M_F$)

Se diferencian únicamente, como hemos señalado, aparte de su significado morfológico, en su mayor concentración de material fino y menor dimensión de los clastos.

III) *Morrenas laterales, arcos morrénicos y barras morrénicas de segundo estadio* ($Q_{1WB}M_L$)

Tienen la misma composición y significado que las descritas en I) y se sitúan discordantes y encajadas en ellas, o desconectadas, pudiéndose definir como típicamente INTERNAS.

IV) *Morrenas de fondo de segundo estadio* ($Q_{1WB}M_F$)

Tienen la misma composición y significado descritos en II), e igualmente pueden ser consideradas como INTERNAS.

Este segundo estadio, como puede apreciarse en la cartografía, no es definible en todos los aparatos glaciares.

Cronológicamente el primer estadio es asociable a la segunda terraza de + 7 a 10 metros y el segundo estadio a la tercera de + 2 a 4 metros.

2.2.4 DEPOSITOS GLACIO-PERIGLACIARES Y NIVELES ($Q_{1WA-2}G_N$)

Forman un conjunto complejo aglomerático que se sitúa en circos embrionarios (caso muy claro en sierra llana) o nichos de nivación. En ambos casos, de una forma más o menos marcada, dependiendo de nicho o circo, presentan estructuras de arrastre (ligero pulido, ordenación de los clastos, seudomorrenas, etc.). Se trata de antiguos suelos periglaciares removilizados en la fase glaciar y con fenómenos actuales de reactivación periglaciaria, entrada en el desarrollo de enlosado, césped y turbera.

2.2.5 COMPLEJO FLUVIO-GLACIAR

Se trata de materiales netamente convergentes con los morrénicos, en los cuales únicamente se diferencia un ligero mayor lavado y en los puntos más extremos una mayor elaboración.

Proceden de los arrastres de las aguas de fusión glaciar, mezcladas con aluviamiento. Los casos mejor definidos se encuentran en la Garganta de Bohoyo y en la zona de enlaces entre los de Barbellido, Prado de la Casa y el arroyo de Sanchosa.

En todos ellos, se define perfectamente el enlace de una serie de conos fluvio-glaciares con arrastres aluviales que a su vez proceden de disoluciones de otras lenguas aguas arriba. En definitiva, este complejo queda formado por conos de deyección de cauces afluentes, que empalman con los aluviones del cauce principal.

Basándonos, igualmente, en los análisis efectuados con anterioridad (P. FERNANDEZ, op. cit.) pueden establecerse para estos depósitos los caracteres siguientes:

Se trata igualmente de aglomerados de bloques y cantos, empastados en una matriz fundamentalmente gruesa y sin ninguna compactación. Pre-

sentan un índice de redondez bastante mayor que los materiales morrénicos, si bien son definibles como angulosos. Los tamaños de los bloques, como moda, pueden alcanzar los 0,50 m. y el máximo puede llegar hasta 2 metros, si bien son los más frecuentes los de 1 a 1,5 metros, siempre de eje mayor. Los cantos presentan un mayor índice de redondez, mayor que los bloques, y su tamaño moda es de 5 a 7 centímetros. La matriz es fundamentalmente samítica, cuarzo-feldespática y las curvas de frecuencia son polimodales, con tres modas bien definidas y de diferente intensidad (a diferencia de lo que sucedía en los depósitos morrénicos). La curva acumulada denuncia claramente el transporte selectivo fluidal mediante unas ligeras inflexiones y acabando en forma de meseta. La concentración de materiales finos (pelíticos) no sobrepasa el 4 por 100.

Dentro de este complejo caben diferenciarse dos generaciones:

($Q_{1wA}F_g$ 1.º) Es equivalente a la 2.ª terraza de + 7 a 10 metros, pues el reborde de erosión fluvial es correlacionable con esa altura, y pasa por transición a los aluviones, sobre los que se desarrolla ese segundo nivel de aterrazamiento. Esta primera generación, corresponde al primer estadio morrénico, es decir, al de las morrenas externas y más desarrolladas.

($Q_{1wB}F_g$ 2.º) Se encaja en las morrenas del primer estadio, así como en el complejo anterior, degradándolo en muchos casos. Presenta total transición con los aluviones que forman la 3.ª terraza de + 2 a 4 metros y estos mismos depósitos están disectados por los canales actuales, dejando colgado un reborde de aterrazamiento que se sitúa a una altura correlacionable con el de la terraza correspondiente. Esta segunda generación corresponde, pues, al segundo estadio morrénico, es decir, al de las morrenas encajadas o internas (no siempre definibles). (En algunos tramos estos materiales forman verdaderas terrazas fluvio-glaciares.)

2.2.6 DEPRESIONES CON MATERIAL FINO (TURBERAS) ($Q_{1wA-B-2}T_u$)

Se trata de sedimentos pelíticos o samo-pelíticos con escaso material grueso, si bien pueden presentarse niveles o concentraciones de material de granulometría sefítica e incluso clastos, tamaño canto, dispersos. En todos ellos se ha desarrollado un suelo de césped alpino y son clasificables en el contexto de turberas más o menos desarrolladas.

Por simplificación cartográfica, agrupamos aquí tanto lagunas colmatadas, como actuales (cuyos bordes entrarían en este contexto), como lagunas disectadas y que, en todos los casos, son zonas de concentración de material fino y encharcamiento. Genéticamente se unifica, igualmente tanto las de sobreescavación como las intramorrénicas o las de cierre por arcos morrénicos, como simples depresiones.

Cronológicamente son englobadas todas en un contexto que va desde el

finiestadio primero a la actualidad, ya que, dado lo más restringido del segundo estadio, muchos funcionaron desde ese momento, mientras que otras su verdadero desarrollo comenzaría en el finiestadio dos. En el momento actual, aunque la red fluvial y torrencial se encaja en ellos, su morfología y composición hace que sean zonas de retención, nival o/y fluvio-pluvial, durante períodos estacionales. (Es evidente que en las lagunas actuales, cartografiadas en este conjunto, debe entenderse que referimos las zonas de suelo de césped que bordea dicha laguna.)

Dentro de esta generalización genético-temporal, pero dada su litología, incluimos igualmente los turberos de nevero, nicho, circo embrionario, etc.

2.2.7 COMPLEJO MIXTO DE DOMINIO TORRENCIAL

Dentro de este conjunto, englobamos toda una serie de materiales claramente convergentes, tanto en la dinámica de su deposición como en la composición de los mismos. Desde el punto de vista litológico, se trata de aglomerados de bloques, en los cuales tanto el grado de compactación, como su elaboración, varía según los procesos elementales conjugados en el modelo general de deposición: el torrencial.

Estos procesos elementales pueden establecerse en: arrastres de canal con dinámica torrencial, que establece conos o abanicos de piedemonte, en su confluencia con otro canal emisario, que, a su vez, puede tener una dinámica torrencial (caso de la vertiente meridional) o más tranquila (caso de la garganta de los Caballeros); arrastres de canal procedentes de deshielos glaciares (depósitos fluvio-glaciares) que se unen a los aportes torrenciales típicamente pluvio-nivales; arrastres de ladera (tanto fenómenos típicos de gravedad como arroyada).

Teniendo presente lo anterior, tanto el contenido en matriz como el grado de redondez y el tamaño de los clastos varía, según la zona donde nos situemos (como base de referencia para estas variedades, se pueden establecer estos materiales como una gradación progresiva entre los morrénicos y los netamente fluviales).

Teniendo en cuenta la repercusión de esos procesos conjugados, estos depósitos pueden diferenciarse en:

2.2.7.1 Depósitos torrenciales de la vertiente meridional (complejo fluvio-glaciario-torrencial) ($Q_{1WB,2}To$)

Dada la morfología de las vertientes, muy escarpadas, se reducen a pequeños retazos en el fondo del canal, procedentes de materiales fluvio-glaciares o de ladera de su cuenca de recepción, y a los que unen progresivamente algunos conos de deyección de cauces laterales, así como materiales de ladera, aportados directamente. En este caso, únicamente pueden defi-

nirse materiales de la segunda generación, es decir, sobre los que encaja el canal actual y son sincrónicos a la formación de la terraza, correlacionables con el 2.º estadio glaciar definido en esta zona. (Los materiales de estas gargantas, ya más elaborados en su salida fuera de esta zona, han sido analizados con detalle tanto por HERNANDEZ PACHECO, 1962, como por I. ASENSIO AMOR, 1966.)

2.2.7.2 Depósitos torrenciales de la vertiente septentrional (complejo fluvio-glaciar, torrencial, fluvio-torrencia)

Dentro de este complejo destaca por su desarrollo la Garganta de los Caballeros, en la cual se unifican grandes abanicos torrenciales de piedemonte, procedentes de cuencas de recepción nivo-torrenciales, con arrastres de fondo de cauce, típicamente anastomosados, que proceden de las cuencas glaciares situadas en la zona. En este segundo contexto se sitúan algunos abanicos fluvio-torrenciales de salida de gargantas procedentes de cuencas glaciares, como son las de Bohoyo y Navamediana.

Aquí, en este caso, pueden diferenciarse dos generaciones distintas:

— De primera generación (Q_{1w_A} , w_{A-B} To)

Son correlacionables al primer estadio glaciar de los reconocibles en la zona y sobre ellos se desarrolla la 2.ª terraza de los cauces donde se sitúan.

— De segunda generación (Q_{1w_B} , z_2 To)

Son los más desarrollados, formando la salida de la garganta de Bohoyo, Navamediana y Solana, así como la gran llanura aluvial de Los Caballeros y los conos afluentes.

Sobre estos materiales se ha desarrollado la 3.ª terraza y son correlacionables al segundo estadio glaciar de los determinados en la zona.

2.2.8 SISTEMA DE TERRAZAS DEL RÍO TORMES

Como principio, debe precisarse que ni el río Tormes escapa a la dinámica general de circulación de la zona, ni a la granulometría de los materiales.

La dinámica, incluso hoy, tiene una tendencia a lo torrencial, tendencia claramente definida en épocas anteriores, dada la composición de las terrazas, eminentemente aglomeráticas, si bien sobre ellas se marcan fases de acumulación de mayor tranquilidad, con aportes de materiales de menor granulometría que definen una cobertura con desarrollo de suelos aptos para tierra de labor.

La secuencia de aterrazamiento de este río, que engloba a las gargantas afluentes, puede definirse:

(Q_{1R} , w_{wT_1}): Se trata de un nivel de erosión, que disecta a los materiales de aporte lateral (derrames de ladera), definiendo una superficie irregular, a veces con perfil de glacis, a veces con perfil neto de terraza. Este nivel parece indicar los primeros episodios de encauzamiento del río Tormes, si bien aún carente de total definición. Se sitúa a 20-25 metros del canal actual. Cabe definir igualmente otro replano hacia los 50-55 metros, si bien su carácter no permite determinarse estrictamente como terraza, ya que sería la base del graben, más o menos removilizada y/o fosilizada por aportes laterales, sobre los que se desarrollaría el valle del Tormes.

(Q_{EW_A} , $w_{A-B}T_2$) Se trata de una terraza mixta, en la cual el reborde erosivo se sitúa de + 7 — 10 metros sobre el canal actual. Ese reborde se define bastante bien sobre los depósitos torrenciales de las gargantas afluentes. En el río Tormes, se define como rebordes erosivos sobre materiales de ladera a niveles de grava y limo de escasa potencia (entre 1,5 y 2 metros).

($Q_{1w_B-T_3}$) Se trata de la única terraza claramente aluvionar en el río Tormes, en esta zona. Está formada por un nivel de 1,5 a 2 metros de aglomerados de bloques redondeados o subredondeados, con matriz de grava y arena. Este nivel culmina en un débil recubrimiento arcilloso, sobre el que se desarrolla el suelo actual. La mayor abundancia de clastos corresponde a los bloques con tamaños de hasta 0,5 metros y modalmente pueden definirse alrededor de 0,25 y 0,10 metros. Esta terraza queda igualmente bien definida sobre los arroyos afluentes; teniendo como base los depósitos torrenciales y fluvio-torrenciales de 2.º generación, su replano se sitúa entre + 2 a 4 metros.

($Q_2 T_4$): Cauce actual y nivel de aterrazamiento erosivo sobre materiales de T_3 , altura de replano de + 1 a 1,5.

2.2.9 DEPOSITOS PERIGLACIARES DE LADERA (pendiente de bloques)

Se trata en todos los casos de materiales de la misma edad. Poseen funcionamiento en la actualidad, aunque muy atenuado y son netamente postglaciares. Su litología es igualmente correlacionable, se trata de bloques angulares típicos de ladera, sin embargo varían ligeramente en su génesis, así:

2.2.9.1 Derrubios de ladera en cuencas de recepción torrencial ($Q_2 L$)

En este caso los fenómenos de gravedad quedan asistidos e incluso dominados, en muchos casos, por los de arroyada con arrastres de los bloques hacia la base. Estos materiales forman un tapiz que se adapta a la morfología de la cuenca de recepción.

2.2.9.2 Conos y abanicos rocosos (Q₂Cr)

Se trata de materiales concentrados al pie de escarpes casi verticales, que terminan en un talud. Proceden de corredores rocosos, en el cual la pendiente no permite su estabilización, concentrándose en la base bruscamente, mediante descensos aislados (caídas de bloques) o en masa (aludes de roca).

2.2.9.3 Corredores rocosos (Q₂Ccr)

Se trata de un depósito más evolucionado que el cono rocoso, en los cuales los bloques a medida que se va concentrando el material en su base, va remontando progresivamente hasta colmatar el corredor. Por tanto, se trata de pendientes bastante equilibradas con descensos ocasionales.

2.2.10 CONOS DE DEYECCION MODERNOS (Q₂-C)

En este conjunto agrupamos toda una variedad de materiales, que tienen en común su génesis: se trata de materiales depositados a la salida de pequeños canales de circulación esporádica o excepcional y con dinámica torrencial.

Se encajan en todos los materiales anteriores o los fosilizan, siguen funcionando en la actualidad. El tipo de material procede de la zona de degradación (morrenas, sustrato alterado, conos antiguos, etc.) y varía entre materiales aglomeráticos y acumulaciones limo arenosas.

2.3 CRONOLOGIA CUATERNARIA

Como ya hemos señalado, la ausencia de bases rigurosas para la datación, no permite establecer una cronología absoluta definitiva. Sin embargo, en base a los datos aportados por otros autores, tanto para las fases glaciares como para las secuencias de aterrazamiento en la cuenca del Duero y Tajo, como en base a los datos observados en la elaboración de este mapa, podemos definir:

- 1) Mediante el sistema de aterrazamiento del Tormes, en esta zona, definido igualmente en los rebordes de encajamiento de los depósitos torrenciales y fluvioglaciares (ambas vertientes) y derrames de ladera concentrados, puede establecerse:
 - a) Secuencia Prewurmiense (Pleistoceno Medio-Alto a Superior).

Se define teniendo en cuenta la terraza (Q_{1R}, R.wT₁). Dado su altura, puede correlacionarse con el Pleistoceno Medio-Alto a Superior (ver C. ZAZO

y J. L. GOY, 1975). Esta cronología queda apoyada en base a los derrames que forman sustrato del reborde erosivo correspondiente a esta terraza, presentan una cementación y rubefacción incipiente, y por ello, encuadrables dentro de la fase cálido-húmeda del interglaciar Riss-Wurm, definida en otras áreas (VAUDOUR, 1969, 1977; BUTZER y FRANZLE, 1959). Evidentemente, se definen fases más antiguas de rubefacción durante el cuaternario, si bien son localizables en depósitos de ladera, pre-encajamiento de la red hidrográfica o/y en niveles aluvionales del Pleistoceno Inferior, correspondiendo a terrazas más altas. Tales hechos han podido ser definidos en la cuenca del río Alberche (tramo inferior) (J. DE PEDRAZA GILSANZ, 1978). En dicho valle se establecen unas fases de rubefacción decrecientes en intensidad, siendo la más reciente encuadrable en el techo de la serie aluvional del Pleistoceno Medio-Alto, pasando a Superior.

En el Valle del Tiétar (M. G. GARZON MEIDT, 1977) existen unos conos de deyección claramente compactados, e incluso cementados por óxidos de hierro, que pueden corresponder a un cuaternario antiguo pasando a pleistoceno inferior. Hay igualmente un glacis terraza, que corta a los materiales que forman su sustrato, en zonas. Estos materiales, gravas y cantos de cuarzo, se presentan ligeramente rubefactados, pudiendo corresponderse con esa fase interglaciar.

En suma:

$T_1 (Q_{1R, R-W} T_1)$. Derrames de ladera concentrados, de primera generación ($Q_{1R, R-W} Dc$); suelos periglaciares antiguos (Q-Sp) en su fase de máximo funcionamiento. Todos ellos pueden definirse como PREWURMIENSES ya consolidados en el interglaciar Riss-Wurm con funcionamiento anterior, en la fase Rissiense; son pues encuadrables dentro del Pleistoceno Medio alto pasando a Superior.

b) Secuencia Wurmiense de Primer estadio (Pleistoceno Medio)

Teniendo en cuenta la datación anterior y la altura del nivel de aterrazamiento $T_2 (Q_{1W_A, w-A-B} T_2)$ puede encuadrarse dentro del Pleistoceno Medio. La limitación más precisa puede hacerse teniendo en cuenta que los materiales fluvio glaciares ($Q_1 W_A Fg$) del primer estadio y los torrentiales de primera generación ($Q_{1W_A, w-AB} To$) forman sustrato del reborde de aterrazamiento correspondiente a este nivel. De este modo, con la correspondiente descompensación entre el desarrollo morrénico y el aluvial o/y fluvio glaciar (debe suponerse un inicio casi sincrónico a la vez que una mayor permanencia en el funcionamiento de los aportes aluviales que llegarían a penetrar en el interestadio Wurm A-B, puede establecerse:

$T_2 (Q_{1W_A, w-AB} T_2)$; Derrames de ladera concentrados de segunda generación ($Q_{1W_A, w-A-B} Dc$); fluvio-glaciares de primera generación ($Q_{1W_A} Fg$); depó-

sitos torrenciales de primera generación ($Q_{1w_A}F_g$); depósitos torrenciales de primera generación ($Q_{1w_A, w_{A-B}}T_o$), son asociables a los depósitos morrénicos desde el primer estadio Wurmiense ($Q_{1w_A}M_L, M_F$) y por tanto encuadrables dentro del Wurm, pasando al interestadio A-B (es decir, como Pleistoceno Medio).

De esta edad es igualmente, dado el máximo desarrollo glaciar, el inicio de los materiales glacio-periglaciares y nivales ($Q_{1w_A-2}G_N$). Durante el fini-glaciar o el interestadio A-B, comenzaría el funcionamiento de algunas depresiones de materiales finos ($Q_{1w_{A-B}-2}T_u$). Persiste, igualmente, el funcionamiento, aunque alterado, de los suelos periglaciares antiguos (Q Sp).

c) Secuencia Wurmiense de segundo estadio (Pleistoceno Medio Alto).

Teniendo en cuenta las mismas razones expuestas en b): la relación segundo estadio morrénico-depósitos fluviales, fluvioglaciares, torrenciales y la misma descompensación entre ambos grupos puede definirse:

($Q_{1w_B-2}T_3$); fluvio-glaciares de segunda generación ($Q_{1w_B}F_g$); depósitos torrenciales de segunda generación (definidos en ambas vertientes) son asociables a los materiales del segundo estadio morrénico wurmiense ($Q_{1w_B}M_LM_F$), es decir, encuadrables dentro del Wurm B, pasando al postwurm, en algunos casos.

Dentro de este estadio siguen funcionando los materiales glacio periglaciares y nivales ($Q_{1w_A}G_N$), así como algunas depresiones de materiales finos ($Q_{1w_{A-B}-2}T_u$), comenzando otros su funcionamiento.

d) Secuencia post wurmiense (Holoceno).

Coluviones recientes (Q_2C), depósitos periglaciares de ladera ($Q_2L; Q_2C_r; Q_2C_{cr}$), se sitúan degradando a los materiales y formas glaciares anteriores y con funcionamiento, aunque muy alterado en la actualidad. Dado lo más restringido del segundo estadio, puede suponerse que alguno de esos materiales comenzaran su funcionamiento durante el interestadio Wurm A-B; sin embargo, carecemos de criterios para su total definición. Igualmente tienen funcionamiento, muy alterado en la actualidad, los suelos periglaciares antiguos (Q Sp).

Todos estos materiales tienen, pues, un desarrollo contemporáneo con las fases recientes de encajamiento de los cauces y por tanto con los replanos erosivos de aterrazamiento más recientes, es decir, la T_4 (Q_2T_4), y por ello encuadrables dentro del Holoceno.

2) Como complemento de lo anterior, cabe señalar que las interpretaciones más recientes del glaciarismo en el sistema central (BUTZER y FRANZLE, 1959; MARTINEZ DE PISON y J. MUÑOZ, 1972; P. FERNANDEZ GARCIA, 1976) daban ya como única fase glaciar la Wurmiense, descartando

así anteriores interpretaciones (M. DEL VILLAS, 1917; HERNANDEZ PACHECO, 1957; HERNANDEZ PACHECO y VIDAL BOX, 1934; OBERMAIER y CARANDELL, 1917). Aquí se deduce tal cronología; sin embargo, los datos observados en muchos aparatos glaciares, permiten establecer dos secuencias morrénicas bien definidas. Dada su relación con el sistema de terrazas creemos más exacto establecer su origen en dos estadios Wurmienses que en una simple reactivación de una fase única, como se ha señalado en otras interpretaciones (MARTINEZ DE PISON y J. MUÑOZ, 1972). Es preciso señalar que los distintos signos de retroceso y reactivación hay que buscarlos en las diferentes crestas y círcos morrénicos, aquí cartografiados, pero netamente diferenciados de las morrenas encajadas o internas igualmente cartografiadas.

En base a lo anterior, y mientras no se aporten nuevos datos, el problema fundamental quedaría centrado en dos puntos. La determinación precisa del lapso interestadial y la identificación en el resto de los aparatos morrénicos de su segundo estadio.

3 TECTONICA

El área cartografiada ofrece, por el carácter de los afloramientos, especialmente en el caso de las rocas metamórficas, dificultades en el estudio de la evolución de los acontecimientos tectónicos cuya resolución requeriría un análisis muy detallado de las características microtectónicas de los materiales considerados. Por otra parte, las condiciones topográficas y la ausencia de vías de comunicación condicionan que tales estudios necesiten un amplio período de tiempo para su realización. No obstante, han podido determinarse algunos aspectos básicos, siendo de destacar la esquistosidad de flujo en las rocas metamórficas que se orienta de N-S a N.30°O, generalmente subvertical y afectada al menos por otra fase que desarrolla una esquistosidad de fractura o crenulación según los casos.

En las rocas graníticas se aprecian orientaciones en sus componentes mineralógicos, que plantean el problema de si se trata de estructuras primarias, relacionadas con la dinámica propia de las intrusiones o si tienen origen en alguna fase tectónica regional.

Así, tanto los granitos de dos micas como los leucogranitos de grano fino-medio, de tendencia aplítica, muestran orientaciones de dirección aproximada N-S, variable en inclinación. En los primeros granitos no siempre es apreciable la orientación, mientras que en los segundos aparecen en la mayor parte de los afloramientos y con una mayor intensidad, que en el estudio microscópico se manifiesta por la cataclasis de los minerales y desarrollo de planos sericitico-cloríticos.

En los granitos biotíticos se aprecian también orientaciones y estructuras planares de según direcciones que oscilan de N-S a N-30°-E. Estas orientaciones afectan no sólo a los minerales graníticos (faldespato y biotita, principalmente), sino también a microenclaves y cristales cordieríticos. Tales orientaciones y disposiciones no son generalizados en toda la masa de estos granitos y cuando se presentan la roca tiene, además, un marcado carácter cataclástico.

Por otra parte, son frecuentes bandas miloníticas de dirección NO-SE, habiéndose representado las más notables por sus dimensiones.

Las rocas graníticas se muestran, por tanto, complejas en sus aspectos estructurales y permanece abierto el planteamiento del cual sea el significado de tales estructuras dentro del contexto regional. En el caso concreto de los granitos biotíticos las deformaciones que muestran son, muy probablemente, efecto de las fracturas que según sistemas NE-SO y NO-SE se ha producido en momentos tardihercínicos, de acuerdo con los planteamientos de UBANEL (1977), en estos dominios centrales. En el caso de los leucogranitos, intruidos por los biotíticos y, por tanto, más antiguos que éstos, su orientación y cataclasis han sido ya originadas probablemente por alguna de las fases de deformación que han afectado también a las rocas metamórficas.

4 METAMORFISMO

Los afloramientos de rocas metamórficas ocupan áreas de pequeña extensión y pueden diferenciarse diversos tipos en función de la intensidad del metamorfismo, que llega a desarrollar facies migmatíticas muy evolucionadas.

Las rocas de más bajo grado metamórfico están representadas por esquistos cuarcíticos y micáceos de tonos grises más o menos oscuros y rojizos. Microscópicamente se componen de moscovita y biotita en proporciones variables, orientadas en su mayor parte de acuerdo con la esquisitividad principal y cuarzo dispuesto en bandas de mayor o menor espesor. Con menor frecuencia se encuentran plagioclásas y ocasionalmente turmalina. Otros minerales que no aparecen en todos los casos son: cordierita, en general totalmente alterada a sericita o pinnita y sillimanita bajo la forma de fibrolita.

Estas rocas pasan insensiblemente o alternan con rocas de tipo metateítico hasta llegar a diatexitas, en las que se da una textura de tendencia hipidiomórfica y una composición mineralógica «granítica» en la que permanecen restos de malanosome integrados por cordierita, biotita y fibrolita que confieren a la roca aspecto nésico más o menos acentuado.

En otros dominios metamórficos, como son las zonas migmatíticas en el borde o dentro de los granitos biotíticos, las rocas ofrecen una mayor complejidad, pudiendo encontrarse una amplia gama de tipos migmatíticos en grados variables de evolución, con rocas de tipo granítico o migmatíticos nebulíticos en las que los porcentajes de leuco y melanosome varían dentro de amplios márgenes. En algunos puntos, especialmente cuanto mayor es la proximidad con los granitos biotíticos, llegan incluso a presentar cristales feldespáticos de características similares a las que tienen estos granitos, con los que se da también una transición gradual. Las características más destacables de estos afloramientos migmatíticos-nebulíticos es su heterogeneidad (se encuentran rocas de tipo aplítico con nódulos cordieríticos de tamaños variables, granitos cordieríticos con o sin megacristales feldespáticos, nebulitas cordieríticas de composición mineralógica afín a rocas de tipo grano o cuarzodiorítico, restos de paleosome en proporciones variables y distribución irregular, etc.) y la abundancia de nódulos y prismas idiomórficos de cordierita, más o menos alterados a productos pinníticos.

Las características mineralógicas de las rocas metamórficas revelan que se han producido bajo condiciones de baja presión, no habiéndose encontrado restos de otras asociaciones mineralógicas que indiquen presiones más elevadas, como ha sido señalado en zonas próximas, al N de la que aquí se considera (BABIN, 1974).

Finalmente, puede señalarse que el metamorfismo ha comenzado con la fase principal de plegamiento y finaliza con una migmatización intensa en estadios tardíos respecto a las deformaciones regionales.

5 ROCAS GRANITICAS

5.1 LEUCOGRANITOS DE GRANO FINO-MEDIO Y TENDENCIA APLITICA

Constituyen un grupo de granitos de características variables de unas localidades a otras, si bien es típico su carácter muy leucocrático, su disyunción en lajas o en formas poliédricas que lo diferencian netamente del resto de los granitos, así como su frecuente tendencia hacia facies de tipo aplítico.

Son abundantes en el mismo restos metamórficos de tamaños variables, tanto a escala macroscópica como microscópica, en la que muestran, a veces, una textura y composición similares a las que presentan las rocas de afinidad diatexítica. Presentan una orientación más o menos marcada según direcciones que oscilan alrededor de valores correspondientes a

N-S, observándose al microscopio el carácter cataclástico de la roca, que ocasionalmente puede llegar a ser milonítico.

En las zonas de contacto con las rocas de tipo migmatítico es difícil establecer el límite, ya que el paso de uno a otro tipo tiene lugar a través de una amplia franja en la que alternan afloramientos de rocas graníticas con los de rocas metamórficas que reflejan grados de intensidad variable en las condiciones del metamorfismo.

Son, por tanto, ligeramente intrusivos en los dominios metamórficos a los que, por otra parte, parecen ligados genéticamente y son intruidos por los granitos de dos micas y los granitos calcoalcalinos.

El estudio microscópico muestra los siguientes aspectos más relevantes: textura predominantemente alotriomórfica y en general cataclástica, cuarzo en cristales xenomórficos con extinción ondulante, plagioclásas de tamaños variables con tendencia anhedral y contenidos en anortita que oscilan alrededor del 10 por 100, feldespato potásico muy heterogéneo también en cuanto a tamaño de grano y forma, que en algún caso puede presentarse idiomórfico con macla de Carlsbad; se encuentra pertitizado, aunque no siempre.

Biotita, en láminas anhedrales muy frecuentemente alteradas a clorita con agujas de rutilo asociadas. Moscovita, al igual que el anterior filosilicato en formas irregulares y tamaños variables. Está relacionada a veces con la alteración de fibrolita. Sericita, generalmente en masas alargadas que definen en parte la orientación textural de la roca. También se encuentra dispersa entre los otros componentes petrográficos.

Menor importancia cuantitativa tienen minerales como apatito, fibrolita y cordierita (piñinita).

5.2 GRANITOS DE DOS MICAS

Los granitos de dos micas están representados por dos cuerpos separados de características similares, tanto en lo que se refiere a los aspectos morfológicos como petrográficos, por lo que se considerarán conjuntamente en el presente apartado. De un modo generalizado puede señalarse que en estos granitos son poco frecuentes los enclaves y que no se aprecia una relación directa clara con las rocas de tipo migmatítico a las que probablemente están asociados en niveles más profundos que los actualmente observables. En cualquier caso tienen carácter intrusivo.

Se han diferenciado los siguientes tipos:

- a) Granitos de grano grueso porfídicos o de tendencia porfídica.
- b) Granitos equigranulares.
- c) Facies aplíticas asociadas.

Una de las dos masas graníticas señaladas se encuentran situadas al O

y la otra en áreas N-centrales de la zona cartografiada. La primera corresponde al granito de Navalonguilla, ya considerado en trabajos anteriores, en los que se aportan datos petrográficos y químicos así como planteamientos sobre la génesis de este tipo de granitos y otros similares (UGIDOS, 1974; BEA, 1975; UGIDOS y BEA, 1976). La segunda presenta una mayor extensión y de su borde occidental al oriental muestra una transición gradual hacia facies equigranulares de grano medio, llegando a facies de tipo aplítico muy leucocrático.

En esta segunda masa granítica es posible apreciar en algunos puntos una ligera orientación N-S, subvertical o vertical.

Desde un punto de vista petrográfico no hay apenas diferencia entre las facies de grano grueso porfídicas y las facies equigranulares en ambas masas graníticas, que en todo caso se reducen a variaciones cuantitativas del contenido en filosilicatos. Presentan las siguientes características microscópicas:

- Cuarzo: en cristales xenomórficos con extinción ondulante y también en cristales asociados a procesos de alteración de feldespatos, así como formando parte de texturas mirmecíticas.
- Feldespato potásico: generalmente con tendencia idiomórfica, maclado Carlsbad, pertitizado y con inclusiones de biotita y plagioclásas. También en formas intersticiales.
- Plagioclásas: de tendencia enhedral, pueden presentar un ligero zonado difuso. El contenido en anortita oscila en torno al 12-14 por 100 en zonas internas, hasta valores del 5-7 por 100 en las marginales. Es frecuente la alteración a sericitas, así como inclusiones de biotita y apatito.
- Moscovita: en láminas de tamaño variable, está en parte asociada a la alteración de feldespato y silicatos alumínicos.
- Biotita: se presenta en cristales anhedrales y es frecuente su alteración a clorita con formación de esfena y rutilo. Como inclusiones tiene circón. Otros minerales menos frecuentes son: apatito en formas de tendencia subhedral, sillimanita en pequeñas fibras parcialmente alteradas a moscovita, cordierita en formas prismáticas anhedrales de hasta 1 cm., totalmente transformadas en productos pinníticos que seudomorfizan el hábito original del mineral.

Por lo que respecta a las aplitas asociadas a estos granitos, situadas en su borde oriental, es de destacar la transición gradual a las mismas por disminución progresiva del contenido en biotita, que llega a desaparecer por completo, y la reducción en el tamaño del grano. Por otra parte, esta facies aplítica presenta manchas de aspecto nodular y tonalidad verde, debidas a la impregnación de minerales feldespáticos, cuarzo y mosco-

vita (1) por un producto de cuyas características composicionales y genéticas no han sido resueltas. Además se encuentran también nódulos de tonos ocres de un material de aspecto terroso fácilmente deleznable, probablemente integrado por óxidos de hierro. Cual sea el origen de ambos tipos de nódulos y si hay alguna relación entre los mismos, es algo que por el momento permanece desconocido.

Microscópicamente estas facies aplíticas constan de: cuarzo en cristales xenomórficos y con extinción ondulante, feldespato potásico, plagioclásas con contenidos en anortita inferiores al 5 por 100, moscovita en láminas anhedrales y algún cristal de topacio.

5.3 GRANODIORITAS Y GRANITOS BIOTITICOS \pm CORDIERITA \pm MOSCOVITA

Ocupan la mayor parte del área cartografiada y tiene un neto carácter intrusivo sobre el resto de rocas metamórficas y graníticas consideradas en los apartados anteriores.

De un modo generalizado puede señalarse que se caracterizan por su aspecto porfídico en casi todo el dominio que ocupan, excepto en algunas zonas de pequeña extensión, donde desaparecen los megacristales feldespáticos, resultando así facies equigranulares en las que aumenta la proporción de moscovita, presentando la roca un aspecto más leucocrático. En cualquier caso la distribución de los megacristales feldespáticos es muy irregular.

Otro aspecto característico es la abundancia de prismas cordieríticos (pinnitizados) que se distribuyen de modo variable en toda la masa de estos granitos, si bien se dan zonas donde hay una mayor concentración de dichos prismas, que llegan a alcanzar dimensiones de 1-2 centímetros.

Son frecuentes también zonas ricas en enclaves de rocas metamórficas, que varían de tipo mecacítico a migmatítico-nebulítico, siendo estas últimas ricas en cordierita de características similares a la cordierita, que se encuentra como cristal aislado en la masa granítica.

En cuanto a la relación de estos granitos con las rocas encajantes el contacto es neto, en general, excepto en los casos donde son adyacentes a rocas de tipo migmatítico-nebulítico, con las que tienen una transición gradual de tal forma que no resulta posible el trazado de un límite neutro entre migmatitas y granitos, ya que éstas tienen en esas zonas una gran abundancia de enclaves y las rocas migmatíticas muestran una gran seme-

(1) Un difractograma realizado sobre polvo de este producto verdoso ha revelado la presencia de cuarzo, feldespato y micas, por lo que debe de tratarse de algún tipo de impregnación sobre estos minerales.

janza con los granitos debido al desarrollo sobre ellas de megacristales feldespáticos de probable origen metasomático a partir del granito.

Si bien los granitos considerados en este apartado pueden ser considerados como tales en conjunto, hay zonas (cuadrante NE) en las que las rocas son de tipo granodiorítico, faltando en ellas enclaves de tipo metamórfico así como prismas cordieríticos, presentándose en cambio algún enclave de tipo tonalítico, que son menos frecuentes en las rocas graníticas.

La relación entre granitos y granodioritas es de transición gradual, no habiendo datos que permitan establecer un carácter intrusivo entre ambos tipos de rocas.

Localmente y con poca frecuencia pueden encontrarse también facies de tonalidad rosada en extensiones de pequeña longitud (decamétrica) con disposición aproximada N-S.

El estudio microscópico revela las siguientes características de conjunto para la masa general granítica:

- Cuarzo: en granos anhedrales con extinción ondulante y formando parte de texturas mirmequíticas, así como asociado a productos de alteración de feldespato potásico, en alguna ocasión.
- Biotita: en láminas anhedrales de tamaños variables corroídas por cuarzo y feldespatos de cristalización posterior. A veces alterada a clorita con la formación de agujas de rutilo con disposición ságinatica. Incluye apatito y circón como minerales más frecuentes, y más raramente xenotima.
- Plagioclasas: de tendencia anhedral, están afectadas también por la cristalización del cuarzo y sobre todo de feldespato potásico, que tiene abundantes inclusiones de las mismas. En general, muy zonadas, con zonado difuso como más frecuente y a veces oscilatorio. Los valores más frecuentes de contenido en anortita oscilan alrededor del 28 por 100, si bien ha podido determinarse en algunos individuos valores del orden del 38 por 100 en zonas centrales, que disminuye gradualmente hasta el 26 por 100 con coronas más externas del 20 por 100 y 15 por 100 e incluso más bajas de anortita. En otros individuos ha podido encontrarse una zonación del 26 por 100 de anortita al 20 por 100 en zonas más externas.
- Feldespato potásico: componente petrográfico importante, su presencia está representada tanto por cristales euhedrales, que llegan a alcanzar tamaños de hasta 5-6 cms., maclados Carlsbad, y con pertitización visible a veces macroscópicamente, como por formas irregulares que se distribuyen intersticialmente y presentan un marcado carácter blástico. Las cristales euhedrales presentan, a veces, inclusiones de Frasl.

Con relativa frecuencia pueden apreciarse texturas mirmecíticas casi siempre en zonas de contacto entre plagioclasas y feldespato potásico.

- Moscovita: mineral de distribución cuantitativa muy variable, en láminas anhédrales y asociada, en parte, a la alteración de otros minerales como feldespato potásico, fibrolita, andalucita y cordierita. En algún caso llega a ser componente esencial.
- Cordierita: en general en prismas euhédrales de tamaños variables, muy raramente sin alterar a productos pinníticos.
- Fibrolita: es la forma, casi exclusiva, bajo la que se encuentra la sillimanita en estos granitos. Puede estar en masas fibrosas aisladas o asociadas a biotita en idéntica relación textural, que se presenta en las rocas de tipo migmatítico-nebulítico. En general, en grados variables de alteración a moscovita.

Minerales menos frecuentes son: apatito, circón, xenotina, turmalina, esfena, rutilo y minerales opacos.

Las facies granodioríticas son de características similares, si bien no se encuentra en ellas moscovita, fibrolita y cordierita.

Las facies de tonalidad rosada se caracterizan por su textura cataclásica, escasez de cuarzo, plagioclasas de tipo albítico, biotita total o casi totalmente cloritizada (pennina y vermiculita) y por la presencia de prismas de epidota. Petrográficamente son, por tanto, rocas de tipo sienítico o cuarzosienítico, cuya génesis ha sido ya considerada anteriormente (UGIDOS, 1974) en rocas del mismo tipo en áreas próximas.

Otra facies asociada a este grupo de granitos es la de granitos de dos micas no porfídicos, que se encuentran en el interior de la masa general de los granitos biotíticos en transición gradual con las facies cordieríticas. Con excepción de que presentan un tamaño de grano más homogéneo y un mayor contenido en moscovita son, por otra parte, muy similares a éstas, contenido también cordierita, fibrolita y andalucita.

En estas rocas graníticas son muy frecuentes los enclaves y microenclaves, predominando los de tipo metamórfico, micacítico y migmatítico, cuyas características son de todo punto similares a las que presentan las rocas metamórficas en el entorno de la masa granítica. En menor proporción se encuentran también enclaves de tipo tonalítico y en algún caso aparecen enclaves de tipo calcosilicatado.

5.4 DIQUES

- a) Diques de cuarzo: se encuentran casi exclusivamente en las rocas metamórficas y en los granitos de dos micas y leucogranitos, predominantemente con direcciones N-S o con más frecuencia NE-SO. Sus dimensiones son muy variables.

- b) Diques de pórfidos: se encuentran únicamente en los granitos biotíticos y asociados, siempre con direcciones NO-SE y con longitud y anchura variable.

Mineralógicamente están constituidos por: cristales de feldespato potásico de hasta 1 cm., euhedrales y a veces pertitizados; prismas de cordierita pinnitizada que se encuentran ocasionalmente; cuarzo en cristales de tamaños variables con figuras de corrosión; plagioclasas también de tamaños variables; biotita alterada en parte a clorita con rutilo asociado. Todos estos minerales se disponen en una masa de grano muy fino integrada por cristales de cuarzo, sericitas y feldespato.

6 HISTORIA GEOLOGICA Y ASPECTOS PETROGENETICOS

Aunque no pueden establecerse conclusiones demasiado precisas en la secuencia de todos los acontecimientos, para lo que sería necesario un estudio microtectónico detallado, así como el disponer de datos químicos de las rocas graníticas, sí resulta posible iniciar una primera aproximación atendiendo, por una parte, a datos propios de esta zona, y por otra, a los conocidos de áreas adyacentes.

Las condiciones metamórficas se inician con la fase principal de plegamiento y se continúan hasta fases más tardías, a las que muy probablemente sobrepasan en el tiempo, con progresivo aumento de las condiciones térmicas que llegan a producir rocas migmatíticas de variable grado de complejidad y posición conjunta con relación a dichas fases difícil de establecer, si bien, en parte, son posteriores a las mismas.

En relación directa con las rocas metamórficas parecen encontrarse los leucogranitos de grano fino-medio, en los que son frecuentes restos y enclaves de las primeras, dándose también zonas en las que alternan ambos tipos de rocas. El emplazamiento de estos granitos tiene lugar antes de la última fase de deformación, tal como muestra su orientación y carácter cataclástico más o menos desarrollados.

Posteriormente se intruyen los granitos de dos micas cuya posición genética aún no establecida, pudiendo estar originados en el mismo proceso anatéctico que debió de producir los leucogranitos, si bien en niveles inferiores de mayor intensidad térmica, o bien ser el resultado de la evolución de otros granitos. Un estudio geoquímico detallado permitiría, probablemente, la solución de este planteamiento.

Finalmente, tiene lugar la intrusión de los granitos biotíticos que en algunas zonas mantienen con el encajante migmatítico una relación similar a la que este mismo tipo de granitos muestran en otras zonas próximas en las que se continúan. Así, en el entorno de Bohoyo concurren circunstancias similares a las señaladas en una amplia extensión geográfica al O

y SO de la aquí considerada (UGIDOS, 1974), como son la transición gradual entre nebulitas cordieríticas y granitos biotíticos con cordierita, así como entre éstos y rocas de tipo granodiorítico.

Estos aspectos muestran una vez más la cerrada conexión espaciotemporal entre los citados tipos petrográficos y son compatibles con el planteamiento de que son las masas graníticas calcoalcalinas las responsables de la anatexia que genera las rocas nebulíticas cordieríticas y que los granitos biotíticos con cordierita son el resultado de la mezcla de ambos productos, según ha sido establecido anteriormente (UGIDOS, 1973; 1974 a y b; UGIDOS y BEA, 1975).

Por otra parte, las granodioritas y granitos biotíticos del área de Bohoyo son de todo punto similares a las masas de estas rocas que se continúan hacia el O y SO, de las cuales se ha mostrado su origen basicortical con base en diversos aspectos geoquímicos (BEA, 1975, 1976) por lo que cabe atribuirles el mismo origen.

Dada la ausencia de coberturas Mesozoicas y Terciarias, esta zona puede suponerse como área madre de todos los materiales posthercínicos que han quedado, próximos a esta zona, en depresiones o fosas tales como la del Corneja, Ambles, Alto Alberche, etc. Partiendo de lo anterior, en el anrasamiento post-hercínico y pre-alpídico, se va labrando una superficie erosiva, tipo «penillanura» que tiene carácter poligénico y heterocrona, habiéndose definido en áreas próximas como pre-eocénica (SOLE SABARIS, 1952) y en la zona de Gredos como pre-ciclo arcósico (J. DE PEDRAZA GILSANZ, 1978).

Durante la Orogenia alpídica, esa superficie es elevada por movimientos progresivos que culminan con el establecimiento de una serie de Horts y Grabens, formando un relieve de bloques (Bolck mountains), que puede suponerse consolidado como morfoestructura aparente en la actualidad y al iniciarse el Cuaternario. De este modo, finalizado el Terciario nos encontramos en la zona con unos relieves que únicamente sufrirían pequeños reajustes tectónicos y los posteriores procesos de los sistemas morogenéticos o/y sedimentogenéticos que se encuadran en este mapa, dentro del Cuaternario. Estos relieves, visibles en la actualidad, quedan definidos por las unidades morfoestructurales siguientes (de sur a norte):

- Graben del Tormes (E-O) y de la Garganta de los Caballeros (N-S).
- Hort fundamental, formado por un sistema de bloques en cuña que definen una estructura típica de SCHOLLENGBIRGE (O SCHNIEDER, 1915-1953; C. VIDAL BOX, 1937), es decir, se elevan suavemente en la vertiente septentrional, culminan en el bloque fundamental (Picos de Gredos) y descienden en gradiente bruscamente hacia el Graben meridional del Tiétar, formando en esta zona la comarca de La Vera.

Partiendo de esta morfoestructura, queda netamente descompensada la dinámica Cuaternario en ambas vertientes, hecho agudizado por las diferencias de alturas absolutas entre el Valle del Tormes y el del Tiétar. De esta manera, iniciados los procesos de encajamiento de la red hidrográfica actual, ésta se instala según las directrices tectónicas (Grabens, de fractura, zonas de alteración dominante...).

Con esta distribución, comienza la evolución reciente de esta zona dentro de un contexto erosivo, con dinámica torrencial, hecho que se corrobora en los conos o abanicos de deyección del Plio-pleistoceno existentes en la vertiente meridional ya fuera de ella. Esta misma dinámica sigue actuando durante el Pleistoceno Inferior y Medio, labrando progresivamente unas cuencas de recepción y unos valles torrenciales que servirían de acomodo a los sistemas glaciares; de tal proceso han quedado huellas reconocibles (E. MARTINEZ DE PISON y J. MUÑOZ JIMENEZ, 1972).

Estos sistemas glaciares no presentan otra cronología que la wurmiense, siendo sin embargo reconocibles huellas de una fase glacial anterior con fenómenos periglaciares de cierta intensidad, hoy representados por los materiales que tapizan las zonas culminantes y ciertos derrames de ladera concentrados. Dichos materiales, asociados a procesos periglaciares, son congruentes con la fase periglacial Rissiense definida por otros autores en el Sistema Central (BUTZER y FRANZLE, 1959).

La incipiente rubefacción y alteración de los derrames de ladera concentrados (primera generación), es igualmente congruente con la fase de clima cálido-húmedo, definida en otras zonas de la meseta como la interfase Riss-Wurm (J. VANDOUR, 1977-1969).

Teniendo en cuenta lo anterior como nueva hipótesis, podría establecerse la ausencia de glaciación Rissiense de esta zona, aparte de otros factores, debido a la ausencia de morfología idónea, dado que la consolidación de los valles y cuencas torrenciales podría haberse realizado fundamentalmente al final de la interfase Riss-Wurm (cálido-húmedo).

Partiendo de esa morfología torrencial y pluvio-torrencial, como ya se ha señalado, se establecen aparatos glaciares bien desarrollados durante el Wurm. Estos aparatos, representados en la actualidad por los depósitos morrénicos y las formas asociadas: circos, nichos, valles, etc., tuvieron un desarrollo máximo en un primer estadio principal, al cual corresponden diferentes pulsaciones (tres perfectamente definidas en varios glaciares, como el de la Garganta del Pinar y los de las Gargantas Prado de la Casa y la Sanchosa), tras un interestadio difícil de precisar en su amplitud, se desarrolla un segundo estadio wurmiense, que tiene un carácter sumamente restringido. Durante estos estadios glaciares, tal como observaron algunos autores y finalmente ha sido confirmado, se desarrolla en las cuencas torrenciales meridionales una serie de aparatos de cierta importancia.

Paralelamente a los aportes glaciares y con el consiguiente desfase (má-

ximo torrencial y aluvionar ligeramente desplazado respecto al máximo glacial) se producen los primeros aluvionamientos significativos dentro de la vertiente septentrional, a la vez que siguen funcionando los meridionales. Este mismo sistema puede suponerse bien desarrollado durante el finiglaciar de ambos estadios.

La evolución final de esta zona se establece en los procesos de encajamiento fluvial postglaciares, que se pueden definir hasta la actualidad al igual que el desarrollo, en las cotas superiores, de un periglaciarismo muy atenuado y otro muy condicionado por la morfología glaciar.

Esa morfología comienza a ser disectada por las torrenteras meridionales, siendo, lógicamente, más destruidas, los restos morrénicos y círcos de su vertiente: la meridional, si bien penetran también en las formas y depósitos septentrionales (lo cual es índice de que donde esto ocurre, los aparatos meridionales han sido ya total o casi totalmente destruidos).

7 GEOLOGIA ECONOMICA

7.1 MINERIA Y CANTERAS

Dentro del área de la Hoja no existe industria extractiva alguna, a no ser pequeños aprovechamientos privados y locales de rocas para la construcción.

7.2 HIDROGEOLOGIA

Debido a ser las rocas graníticas las más ampliamente representadas, sólo cabe esperar una circulación subterránea debida a fisuración, así como la asociada a las formaciones cuaternarias que, en el caso de no estar ligadas hidráulicamente a alguno de los ríos de curso permanente, solamente producen una corta retención respecto a la circulación superficial. Sin embargo, la anterior circunstancia unida en las partes más elevadas a la baja temperatura mantiene incluso en verano algunas fuentes y pequeños caudales de agua.

Sin duda el factor que más influye en el ciclo hidrogeológico de la zona es la existencia de un prolongado deshielo.

En virtud de la escasa demanda no hay planteados problemas generalizados de abastecimiento.

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 Ávila». *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, Ávila». *Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 44, pp. 1-26, Madrid.
- ASENSIO AMOR, I. (1966).—«El sistema morfogenético fluvio-torrencial en la zona meridional de la Sierra de Gredos». *Estudios Geográficos C.S.I.C. Instituto Juan Sebastián Elcano*, t. XXVII, núm. 102, pp. 53-73, Madrid.
- BABIN, R. (1974).—«Materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahíta-Barco de Ávila-Béjar». *Studia Geológica*, tomo 7, pp. 41-61, Salamanca.
- (1976).—«Principales rasgos estructurales de la región de Piedrahíta-Barco de Ávila-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 petrogeológicas». *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 hauptcheidegebirges zentralspanien». *Zbl. Geol. Paläont.*, vol. 1, núm. 9, páginas 708-746, Madrid.
- BROSCHÉ, 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 Ávila». *Bol. Real Soc. Hist. Nat.*, t. 69, pp. 175-185, Madrid.
- CORRETGE, L. G.; UGIDOS, J. M., y MARTINEZ, F.—«Les series granítiques dans le secteur centre occidental espagnol». *Int. Litt.*
- CRUZ, J. J.; GALLARDO SANCHO, J. F.; JIMENEZ, E., y SAAVEDRA, J. (1976).—«Consideraciones sobre algunos aspectos paleoclimáticos en el valle del Jerte (Cáceres)». *Studia Geologica* X, pp. 103-110.
- DELGADO SANCHEZ, A. (1976).—«Entorno natural de la Sierra de Gredos». *Conferencia pronunciada en la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Madrid.

- EDWARDS, M. B. (1978).—«Glacial Environments». Capítulo 13 de «Sedimentary Environments and Facies». *Blackwell 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. Copenhague*, vol. 14, pp. 131-137.
- 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., y VIDAL BOX, C. (1934).—«El glaciarismo cuaternario de la Serrota (Avila)». *Com. Inv. Geogr. Geol. y Prehis. Memoria núm. 1*. 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.
- (1962).—«La formación de depósitos de grandes bloques de edad pliocena. Su relación con la raña». *Estudios Geológicos. Instituto Lucas Mallada*, vol. XVIII, pp. 75-88, C.S.I.C., Madrid.
- HUGUET DEL VILLAR, E. (1915).—«Los glaciares de Gredos». *Bol. Real Soc. Española de Historia Natural*, t. XV, pp. 379-390. Madrid.
- (1917).—«Nueva contribución a la glaciología de Gredos. Las Hoyuelas del Hornillo». *Bol. Real Soc. Esp. Historia Natural*, t. XVII, pp. 558-567, Madrid.
- 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.
- 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 Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XV, pp. 402-411, Madrid.
- (1916).—«Contribución al estudio del glaciarismo cuaternario de la Sierra de Gredos». *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias. Serie Geológica*, número 14, p. 55, Madrid.
- (1917).—«Nuevos datos acerca de la extensión del glaciarismo cuaternario de la Cordillera Central». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XVII, pp. 252-260, Madrid.

- (1917).—«Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama». *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Serie Geológica*, núm. 19, página 95, Madrid.
- PEDRAZA GILSANZ, J. (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.
- SAINZ GARCIA, A. (1978).—«Estudio del medio físico-geológico para el plan especial de la Sierra de Gredos». *Dirección General de Urbanismo. M.O.P.U. Inédito*. Madrid.
- SANZ DONAIRE, J. J. (1977).—«El glaciarismo en la cara sur del Macizo del Barco de Ávila». *Comunicación presentada al tercer coloquio de Geografía de Granada. Facultad de Letras. Universidad de Granada*. (Referencias al original cedido por el autor.) En prensa.
- SCHMIEDER, O. (1915).—«Die Sierra de Gredos». *Mitteilungen der geographischen Gesellschaft in München. 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 Congrès INQUA. C.N.R.S.*, vol. 2, pp. 879-885, París.
- TRICART, J., y CAILLEUX, A. (1963).—«Initiation à l'étude des sables et des galets». *Centre de documentation Universitaire*, t. I, p. 371, París.
- UBANEL, 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 decrochements 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.
- 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 Ávila». *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 Ávila-Plasencia y áreas adyacentes». *Studia Geológica*, t. 7, pp. 63-86, Salamanca.
- (1974).—«Metamorfismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar-Barco de Ávila-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 Geologica*, 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 hypothèses sur le cuaternaire de la région de Madrid». *Etudes et travaux du Méditerrané* número 8. *Revue géographique des pays méditerranéens. Extraits de Recherches Méditerranéennes*, pp. 80-91.
- (1977).—«Contribution à l'étude geomorphologique d'une région méditerranéen semi-aride: La région de Madrid. Alterations sols et paleosols». *Thèse présentée à 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 Congrès INQUIMA. Paris. Etudes sur le cuaternaire 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).—«Morfolología 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 Ávila». *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXXVII, 1-6, pp. 79-106, láminas 5-8, 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.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA