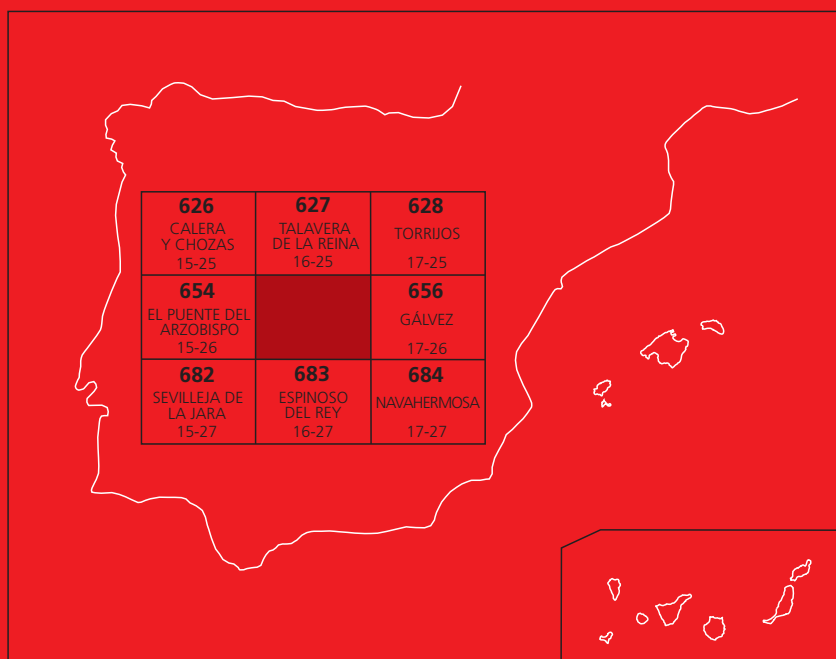




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



LOS NAVALMORALES

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

LOS NAVALMORALES

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID
www.igme.es
NIPO: 474-09-015-5
ISBN: 978-84-7840-793-4
Depósito legal: M-14760-2009

Impresión: Trébol Propuesta Gráfica

La presente Hoja y Memoria (Los Navalmorales-655) ha sido realizada por ENADIMSA (Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A.) durante 1990, dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Cartografía, síntesis y memoria:

- Iglesias Peláez, A. (E.N. ADARO).

Rocas graníticas:

- Martín Herrero, D. (INTECSA). Paleozoico
- Jorquera De Guindos, A. (INGEMISA). Terciario
- Gracia Prieto, J. (E.N. ADARO). Cuaternario y Geomorfología.

Sedimentología:

- Dabrio González, C. (Dpto. de Estratigrafía de la U. Complutense de Madrid)

Paleontología:

- Dabrio González, C. (Dpto. de Estratigrafía de la U. Complutense de Madrid).

Petrografía:

- Sánchez Carretero, R. (INGEMISA)

Tectónica:

- Martín Herrero, D. (INTECSA)
- Iglesias Peláez, A. (E.N. ADARO)

Rocas Industriales:

- Iglesias Peláez, A. (E.N. ADARO)

Geotecnia:

- Martín Herrero, D. (INTECSA)

Hidrogeología:

- Junco Aguado, F. (E.N. ADARO)

Análisis Químicos:

- Bea, F. (Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca)

Laboratorio:

- E.N. ADARO

Asesoría en rocas Graníticas:

- Villaseca, C.; Aandonaegui, P. y Barbero, L. (Dpto. de Petrología de la U. Complutense de la U. de Madrid).

Coordinación por E.N. ADARO:

Junco Aguado, F.

Dirección y Supervisión por el IGME.:

Bellido Mulas, F.

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes paleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Informes petrológicos
- Análisis químicos
- Álbum de fotografías
- Fichas bibliográficas
- Puntos de interés geológico
- Informes complementarios

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	9
2. ESTRATIGRAFÍA.....	11
2.1. CÁMBRICO INFERIOR.....	11
2.1.1. Pizarras y pizarras bandeadas (Pizarras del Pusa) (13). Conglomerados (14).....	11
2.1.2. Areniscas, cuarcitas y pizarras (Areniscas de Azorejo) (15).....	15
2.1.3. Calizas (Calizas de Los Navalucillos) (16).....	20
2.1.4. Pizarras, limolitas, calizas y areniscas (Formación Solera). (17).....	25
2.2. ORDOVÍCICO INFERIOR MEDIO.....	26
2.2.1. Cuarcitas, areniscas y pizarras (Serie Purpura) (18).....	27
2.2.2. Ortocuarцитas (Facies Armoricana) (19).....	29
2.2.3. Cuarcitas, areniscas y pizarras (Alternacia Pochico) (20).....	30
2.3. CONCLUSIONES Y PALEOGEOGRAFÍA.....	31
2.4. CRETÁCICO SUPERIOR - PALEÓGENO.....	36
2.4.1. Areniscas y conglomerados (21).....	36
2.5. NEÓGENO.....	37
2.5.1. Arcosas (23). Conglomerados y limos rojos (22). Mioceno.....	37
2.5.2. Bolos y gravas cuarcíticas (Rañas). (24) Plioceno.....	40
2.6. CUATERNARIO.....	41
2.6.1. Pleistoceno.....	41
2.6.1.1. Gravas cuarcíticas (25), gravas y arenas (27) Terrazas.....	41
2.6.1.2. Cantos cuarcíticos y arenas (26 y 28). Glacis.....	41
2.6.1.3. Limos con cantos (29). Aluvial.....	41
2.6.2. Holoceno.....	41
2.6.2.1. Limos (30). Llanura de inundación.....	41
2.6.2.2. Cantos y arenas (31). Conos de deyección.....	42
2.6.2.3. Brechas y cantos con arenas y limos (32). Coluviones.....	42
2.6.2.4. Arenas y limos (33). Alteritas.....	42
3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA.....	42
3.1. INTRODUCCIÓN.....	42
3.2. DEFOMARCIÓN PREHERCÍNICA.....	43
3.3. DEFORMACIÓN HERCÍNICA.....	43
3.3.1. Primera Fase (F1).....	43
3.3.2. Segunda Fase (F2).....	45

3.3.3. Otras deformaciones	49
3.4. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LOS GRANITOIDES.....	50
3.5. NEOTECTÓNICA.....	51
4. GEOMORFOLOGÍA.....	51
4.1. FISIOGRAFÍA.....	51
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	52
4.2.1. Morfoestructura.....	52
4.2.1.1. Penillanura fundamental de la Meseta.....	52
4.2.1.2. Sierras paleozoicas.....	52
4.2.1.3. Depresión terciaria del Tajo.....	52
4.2.1.4. Acumulaciones de piedemonte.....	52
4.2.2. Estudio del Modelado.....	53
4.2.2.1. Formas de aplanamiento.....	53
4.2.2.2. Formas graníticas.....	53
4.2.2.3. Formas de piedemonte.....	54
4.2.2.4. Formas fluviales.....	55
4.2.2.5. Formas de laderas.....	57
4.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES.....	57
4.3.1. Alteritas.....	57
4.3.2. Depósitos de piedemonte.....	58
4.3.3. Depósitos fluviales.....	58
4.3.4. Coluviones.....	59
4.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA.....	59
4.5. PROCESOS ACTUALES.....	60
5. PETROLOGÍA.....	60
5.1. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS.....	60
5.1.1. Granitoides sincinemáticos.....	62
5.1.1.1. Monzogranitos, Granodioritas y/o Tonalitas, porfídicos, y deformados (Tipo Argés-Guadamur y Sotera) (5).....	63
5.1.1.2. Granitoides localmente porfídicos, de grano grueso y deformados (Tipo Moncloa) (6).....	64
5.1.2. Granitoides tardicinemáticos.....	65
5.1.2.1. Granitoides inhomogéneos. Facies leucocráticas ± cordierita (7).....	65
5.1.2.2. Microgranodiorita/Microtonalita (8).....	66
5.1.2.3. Granitos, monzogranitos y/o granodioritas, biotíticos, con mecagristales de feldespato potásico (9).....	68
5.1.2.4. Granitos biotíticos-moscovíticos, con megacristales de feldespato potásico ± cordierita ± andalucita ± sillimanita (10).....	69
5.1.2.5. Facies aplitoide (11).....	72
5.1.2.6. Leucogranito moscovítico ± Biotita ± Cordierita ± Granate ± Andalucita ± Turmalina (12).....	72
5.2. ENCLAVES.....	73

5.2.1. Enclaves corneánicos (1).....	73
5.3. ROCAS FILONIANAS.....	74
5.3.1. Cuarzo (2).....	74
5.3.2. Leucogranito moscovítico ± Biotita, apilitas y/o pegmatitas (3).....	75
5.3.3. Pórfido granítico ± Cordierita ± Granate (4).....	75
5.4. ROCAS METAMÓRFICAS.....	76
6. HISTORIA GEOLÓGICA.....	80
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	83
7.1. HIDROGEOLOGÍA.....	83
7.1.1. Climatología.....	83
7.1.2. Hidrología superficial.....	83
7.1.3. Características hidrogeológicas.....	83
7.2. RECURSOS NATURALES.....	87
7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos.....	87
7.2.2. Rocas Industriales.....	87
7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES.....	88
7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares.....	89
7.3.2.1. Área I.....	89
7.3.2.2. Área II.....	90
7.3.2.3. Área III.....	91
7.3.2.4. Área IV.....	92
8. PATRIMONIO NATURAL DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	93
8.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL P.I.G.....	94
8.2. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN.....	94
9. BIBLIOGRAFÍA.....	95

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja de Los Navalmorales se encuentra situada al SO de Toledo dentro de los denominados Montes de Toledo y en la zona de borde del Valle del Tajo. Administrativamente pertenece a la provincia de Toledo y tiene como principales núcleos de población a las localidades de Los Navalmorales y Los Navalucillos en el área SE de la Hoja, S. Bartolomé de Los Abiertos, Santa Ana de Pusa y S. Martín de Pusa en el centro y N, Torrecilla de la Jara, Retamoso y La Fresneda en el área SO como núcleos de población de menor entidad.

La orografía de la Hoja corresponde, en general, a un replano con inclinación hacia el N con cotas comprendidas entre los 730 m en la banda S y de 550 m, aproximadamente, en la N. Los resaltes existentes en el área de Los Navalmorales y de Los Navalucillos rompen el conjunto con relieves que con dirección NO-SE, se prolonga en la Hoja nº 683 (16-27) Espinoso del Rey y que alcanzan cotas de 803 m (La Ermita), 825 m (Santo) y 864 m (Nevada) en la alineación SE de Los Navalmorales y 994 m en el Cerro de Las Colmenillas al E de Los Navalucillos.

Las características climáticas corresponden a un tipo mediterráneo continental con ligeras influencias atlánticas, pero que en conjunto presenta una temperatura anual media en torno a los 12-15° y precipitaciones de 400 a 600 mm con temperaturas más anómalas entre Junio y Septiembre, que son los períodos más secos y calurosos del año.

La red de drenaje es abundante siendo los ríos más importantes el Pusa, Sangrera y Gebalo, que junto con sus arroyos, afluentes, vierten sus aguas en dirección N-S hacia el río Tajo, al N de la Hoja que nos ocupa, a cuya Cuenca pertenecen.

Esta hoja se encuadra geológicamente dentro de la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et al* (1974) y equivalente a la zona Lusitino Oriental-Alcudica de LOTZE (1956-1960 y 1961). Sus características corresponden con las directrices generales hercínicas, con al menos dos fases de deformación, que originan pliegues de dirección general NO-SE y esquistosidad asociada y movimientos tardíos que producen fracturas de dirección NE-SO y NO-SE y pliegues suaves y crenulaciones observadas a nivel local. Después de producirse la segunda fase hercínica tiene lugar la intrusión granítica que afecta a todos los materiales del paleozoico incluidos en la Hoja.

Los sedimentos presentan un metamorfismo regional sobre el que se impone el metamorfismo de contacto originado por las rocas graníticas.

Como antecedentes bibliográficos caben destacar los trabajos de LOTZE, F. (1956 y 1961) sobre las características estratigráficas y tectónicas del Paleozoico Inferior y Precámbrico terminal de los sectores oriental y meridional de los Montes de Toledo, en los que establece dos discordancias para las series inferiores a la Cuarcita Armoricana. Con posterioridad se encuentran los trabajos de S. JOSÉ LANCHÁ, M.A. (1969), S. JOSÉ LANCHÁ, M.A. *et al* (1974), BOUYX, E. (1970), APARICIO, A. (1971), TAMAIN, G. (1972), MARTÍN ESCORZA, C. (1971, 1974, 1976 y 1977) y MORENO, F. (1976 Y 1977), consideran la existencia de una discordancia bajo las series cuarcíticas, aunque para las zonas orientales de los Montes de Toledo CAPOTE, R. *et al* (1971) y ROIZ, J.M. (1979), confirman las dos discordancias ya citadas.

Los trabajos de PORTERO, J.M. *et al* (1988) sobre la evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo y de ÁLVAREZ NAVA, H. *et al* (1988) sobre las unidades litoestratigráficas de los materiales precámbrico-cámbricos de la mitad suroccidental de la zona Centro-Ibérica, constituyen los últimos datos sobre las características generales de estos materiales en el área.

Los estudios más recientes sobre las rocas graníticas corresponden a la tesis doctoral de APARICIO, A. (1971), sobre el Macizo Cristalino de Toledo y los trabajos de APARICIO, A. *et al* (1983), ANDONAEGUI, P. *et al* (1984, 1987 y 1988) SANTA TERESA, I. *et al* (1983) y CASQUET, C. *et al* (1988).

La deformación hercínica ha sido estudiada recientemente por APARICIO, A. (1971), MARTÍN ESCORZA, C. (1974), MORENO, F. (1977), VEGAS, R. *et al* (1979) y JULIVERT, M. *et al* (1983), en donde determinan en diversos puntos del área las fases de deformación existentes. También mencionan las hojas geológicas del PLAN MAGNA elaboradas por LEÓN, C. *et al* (1981), MONTESERÍN, V. (1981 y 1984), NOZAL, F. (1981, 1984 y 1988), MORENO, F. (1977), MORENO, F. *et al* (1976 y 1985) y MARTÍN, A. (1986), en donde se describen aspectos estratigráficos, petrográficos, tectónicos, etc. de gran interés.

Los antecedentes sobre el Terciario y Cuaternario son escasos y en ocasiones de carácter puntual. A pesar de su antigüedad cabe mencionar los trabajos de HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1911 Y 1929) y GÓMEZ DE LLARENA (1916 y 1923), así como VIDAL BOX (1944) y ALIA MEDIA (1945 y 1947) que dan una primera visión fisiográfica de la región.

Por último los estudios más recientes sobre geomorfología en los Montes de Toledo corresponden a MUÑOZ, J. (1976), MOLINA, E. *et al* (1978 y 1986), MOLINA, E. (1980), VAUDOUR (1979), PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982) y HERRERO MATÍAS (1988).

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales que configuran la Hoja de Los Navalmorales, se agrupan según dos conjuntos bien diferenciados; el inferior formado, por metasedimentos paleozoicos, del Cámbrico Inferior y Ordovícico Inferior y Medio y el superior constituido por sedimentos más recientes que van desde el Cretácico terminal al Pliocuaternalio y a materiales recientes cuaternarios, ambos dispuestos en discordancia sobre las rocas paleozoicas y graníticas de la Hoja. A continuación se exponen los diferentes tramos cartográficos representados en el mapa geológico y sus características más representativas.

Para la interpretación sedimentológica se han tenido en cuenta los resultados de estudios anteriores en la región de los Montes de Toledo. Cabe citar los relativos a la estratigrafía precámbrica (entre otros: LLOPIS; N. *et al* 1961, 1963, 1965; SAN JOSÉ, M.A. *et al*, 1974 y HERRANZ, P. *et al*, 1977), cámbrica (SDZUY, 1971; APARICIO, A. 1971; APARICIO A. *et al*, 1972; ZAMARREÑO *et al* 1976, MORENO, F. 1977) y Ordovícica (JULIVERT *et al* 1983) y los estudios sedimentológicos del Ordovícico de McDUGAL *et al* (1987). Atención especial merecen los derivados de los estudios estratigráficos y sedimentológicos realizados con ocasión del Proyecto de Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA) de Herrera del Duque a Ciudad Real (IGME-CGS) plasmados parcialmente en PORTERO *et al* (1988), los resultados del análisis sedimentológico de la Hoja nº 685 (Los Yébenes) y las Hojas nºs 734 (Villarta de Los Montes) y 735 (Fontanarejo).

También se han tenido en cuenta los datos sobre sedimentación en mares someros bajo el influjo de las tempestades de (entre otros autores): HUNTER *et al* (1981); HUNTER *et al* (1979) y NELSON (1981), aplicados alguno de ellos, como es el caso de BRENCHLEY *et al* (1986), a los propios Montes de Toledo. Por último se han propuesto otras interpretaciones para algunos de los depósitos de esta región que deben tenerse muy en cuenta (McPHERSON *et al*, 1987).

2.1. CÁMBRICO INFERIOR

A este sistema pertenecen los metasedimentos incluidos como: Pizarras de Pusa, Areniscas de Azorejo, Calizas de los Navalucillos y la Formación Solera, que se superponen sin discordancias aparentes hasta la existente entre esta última y los materiales del Ordovícico Inferior (Discordancia Sardica).

2.1.1. Pizarras y pizarras bandeadas (Pizarras del Pusa) (13). Conglomerados (14)

Las pizarras incluidas en este tramo cartográfico corresponden a las Pizarras del Pusa definidas en principio por S. JOSÉ, M.A. *et al* (1974). Esta formación, fué interpretada por HERRANZ, P. *et al* (1977) como una sucesión de origen turbidítico proximal, en su parte basal, con paso a distal en la parte media.

Los afloramientos existentes en la Hoja de Los Navalucillos se encuentran en su mayor parte recubiertos por sedimentos pliocuaternalios y coluvionares cuaternarios por lo que sus pun-

tos de observación, aparecen dispersos en varios puntos (S y NNO de Torrecilla de la Jara), en las proximidades de la Fresneda y en el río Pusa, al O de los Navalucillos.

La serie está compuesta por pizarras y pizarras bandeadas que intercalan niveles areniscosos de grano fino-medio y algún nivel conglomerático (14) intercalado que resaltan en la monotonía litológica. Los tramos pelíticos se disponen en bandas centimétricas y milimétricas alternantes grises y ocres, que dan el aspecto "bandeado" característico.

Los conglomerados (14) se han localizado con entidad cartográfica, en el km 6,8 de la c.c. de Torrecilla de la Jara a la Fresneda y corresponde a un tramo de unos 25 m de potencia formados por microconglomerados y conglomerados de cantos de cuarzo redondeado de menor de 1 cm empastados en una matriz silíceas y que tienen dispersos cantos de mayor tamaño alargados por la deformación, con dimensiones de 8 cm en su eje máximo. El conjunto incluye paquetes, métricos areniscosos de grano fino-medio con cantos elongados dispersos y también "cantos blandos" de pizarras flotando en su interior y según la marcada esquistosidad del área.

Otro punto de observación de este paquete conglomerático (14) se localiza en el S de la Fresneda y tiene su prolongación por el O en la Hoja nº 654 (Puente del Arzobispo). Las características son similares a las descritas pero el tamaño de los cantos en los puntos observados, es menor de 1 cm, y ausente de cantos dispersos de mayor tamaño.

Las características sedimentológicas que seguidamente se exponen, se han obtenido a partir de dos series de detalle levantados al S de La Fresneda y al O de los Navalucillos respectivamente.

La primera de ellas es una serie parcial que se inicia en la localidad de La Fresneda, al SO de la Hoja, y discurre a lo largo del Arroyo de Valbellido, en donde se encuentra su techo cubierto por sedimentos recientes. Hay que resaltar la existencia en este área de un marcado metamorfismo de contacto.

Comprende unas pizarras muy potentes en cuyo seno aparecen 15 metros de areniscas y conglomerados. Los primeros 5 m (m 10 a 15) son de areniscas de grano medio con techo ondulados por megaripples, cuya estructura interna es laminación paralela y estratificación cruzada "hummocky" (m 14).

Entre los metros 15 y 20 se distinguen secuencias estrato y granodecrecientes que comienzan con niveles finos de microconglomerados. La superior de éstas (m 20) está integrada por un apilamiento de 4 microsecuencias granodecrecientes con laminación paralela.

Sobre los términos descritos se apoyan más de 100 m de pizarras con bancos areniscosos (de unos 20 cm) hacia el metro 40.

La presencia de estratificación cruzada "hummocky" indica que la profundidad no es muy grande, pues por lo menos, en algunos momentos, el fondo está al alcance de la agitación del oleaje. Se interpreta esta sucesión como un ambiente marino abierto (plataforma exter-

na o incluso talud continental?) quizás en relación con el relleno de una pequeña depresión o barranco “(gully)”, pero al no tenerse datos de la perspectiva lateral, no es posible determinarlo con precisión.

La segunda serie se levanta al O de Los Navalucillos a lo largo de un camino que discurre sub-paralelo al arroyo de Los Navalucillos y que conduce al río Pusa, lugar donde se ubica la base de la misma.

Aflora en este corte parte de los sedimentos del Cámbrico Inferior, Pizarras del Pusa, Areniscas de Azorejo y Calizas de Los Navalucillos, pero que por las características de su afloramiento no han podido tomarse datos del tramo calcáreo.

Las pizarras del Pusa aparecen aquí representadas por 980 m con muro en el río Pusa. Las facies sedimentarias, definidas por el tamaño de grano y la estructura interna de los sedimentos es la siguiente:

M: pizarras grises, laminadas, que pueden contener pasadas milimétricas de arena fina a muy fina. Presentan pátinas verdoso-amarillentas debidas, generalmente, a la alteración bajo la raña.

M₁: pizarras muy compactas de color gris oscuro de tamaño de grano arena muy fina a limo (lutita gruesa).

M₂: interlaminado de pizarras grises y arenas muy finas en láminas milimétricas (o incluso más finas). Localmente, alguna laminación cruzada debida a ripples aislados que migraron en fondos lutíticos con escasez de arena (ripples hambrientos ó starved ripples).

M₃: pizarras compactas gris oscuro de tamaño de grano grueso (limo a arena muy fina) con intercalaciones de arena fina a muy fina de 1 a 4 milímetros de espesor. Estas capas arenosas presentan varios tipos de laminación: paralela, suavemente ondulada y cruzada de ripples de corriente, de oscilación asimétricos o mixtos entre ellos.

Los dos grupos de facies (M y el conjunto de M₁, M₂ y M₃) se pueden relacionar verticalmente:

(1) como niveles independientes separados de las pizarras por límites netos. Se encuentran diversos ejemplos entre los metros 60 y 180.

(2) formando parte de tendencias granocrecientes de espesores variables como puede verse, por ejemplo, entre los metros 264 y 280, 310 y 366, 505 y 530, etc.

Ambos tipos ilustran dos de las posibles transiciones entre los procesos sedimentarios dominantes durante un intervalo de tiempo concreto.

La mayor parte de la serie está constituida por pizarras grises de facies M que se interpreta como el resultado de la decantación del material arcilloso transportado en suspensión. El

depósito se realizaba en fondos tranquilos cuya superficie redox (separación entre las partes oxidadas y reducidas del sedimento) estaba cerca de la interfase agua-sedimento, de forma que éstos adquirirían ya desde entonces un color gris debido a la abundancia de materia orgánica, que luego se acentuó durante los procesos post-sedimentarios. Esta suposición está basada en la abundancia de restos piritosos, actualmente oxidados, que suelen encontrarse.

En las facies de interlaminados de pizarras y arenas finas se pueden identificar dos procesos de sedimentación distintos: floculación de arcillas a partir de la suspensión y depósito de arenas muy finas y finas con estructuras tractivas a partir de corrientes diluidas. La atribución a corrientes diluidas se basa en la separación neta entre las distintas poblaciones que componen el sedimento y el alto grado de madurez textural que parecen tener en el examen con lupa.

Esto significa probablemente que la sedimentación autóctona estaba dominada por la floculación de arcillas y que de vez en cuando quedaba interrumpida temporalmente porque llegaban corrientes de fondo que actuaban como barrera impidiendo que el material que caía desde la suspensión alcanzara el fondo. Al disminuir la intensidad de las corrientes desaparecía el efecto de barrera física y se reanudaba el asentamiento masivo de las arcillas bloqueadas por la corriente.

En principio, se supone que el depósito se realizó en zonas tranquilas y profundas a partir de la floculación y asentamiento de los sedimentos arcillosos en suspensión, que alternaba con depósito relativamente rápido a favor de corrientes diluidas (derivadas de la dilución progresiva de corrientes densas) en las que se producían procesos de transporte por tracción. Estas corrientes de fondo transportaban limos y arenas muy finas y los depositaban bajo cierta energía registrada como laminaciones paralelas de alto régimen de flujo y laminación cruzada de ripples de corriente. Hay que destacar que, al ser la arcilla la fracción dominante, se puede interpretar, en principio, que ello es una indicación de que la sedimentación autóctona era elevada.

El modelo propuesto se resumiría así: durante los períodos de máxima intensidad de las tormentas se removilizaría mucho material del fondo en las partes más proximales de la cuenca sedimentaria que sería transportado hacia el interior. Fuentes alternativas o complementarias de finos podrían ser deltas o sistemas turbidíticos activos. La fracción fina se concentraría en niveles concretos de las aguas formando capas turbias ("turbid layers") y se mantendría en ese estado durante mucho tiempo viajando a largas distancias. La fracción grosera sería empujada hacia las partes internas de la cuenca por corrientes de turbidez. Al disminuir la agitación de las aguas, producida por el oleaje de tormentas en las zonas de plataforma más directamente afectadas, decrecería la competencia de las corrientes de resaca, es decir, su capacidad de transporte, y éstas se limitarían mayormente a retocar sus propios depósitos transportándolos algo más lejos como corrientes de fondo. Cuando cesaba la turbulencia cercana al fondo, que actuaba como barrera para el asentamiento y la floculación de los finos apresados en las capas turbias, se produciría nuevamente la floculación de arcillas.

A mayor escala, las facies interlaminadas aparecen formando niveles de espesor variable entre las dominadas por la pizarra. En principio, el mayor o menor contenido de arena podría ser considerado como un exponente de la "proximidad o distalidad" respecto a los lugares

de emisión de tales fracciones, es decir, de la plataforma continental o el talud relacionado lateralmente con ella. Es lógico preguntarse, entonces, cual es la causa de esta repetidas sustituciones. Una respuesta posible reside en la influencia de los cambios relativos del nivel del mar. Los niveles más ricos en arena ("proximales") corresponderían a episodios de nivel relativo del mar bajo y los predominantemente pizarrosos ("distales") a épocas de nivel relativo del mar alto. Menos claro aún está si éstos cambios serían sólo de origen eustático o se deberían también a causas tectónicas.

Las muestras más abundantes corresponden a las de granulometría más finas (pizarras), clasificadas al microscopio como filitas con textura blastopelítica con cuarzo, plagioclasas, clorita, biotita, circón, opacos, óxidos de Fe y turmalina como componentes mineralógicos fundamentales. Son rocas de origen detrítico de grano fino ricas en minerales arcillosos con granos dispersos de cuarzo y plagioclasas de tamaño fino.

En menor cantidad se observan grauvacas arcósicas con textura esquistosa, que tienen como composición mineralógica: cuarzo, plagioclasa, clorita, biotita, circón, turmalina, opacos y óxidos de Fe. Las rocas de este tipo proceden de un sedimento detrítico de tamaño arena muy fina compuesta por granos de cuarzo y plagioclasas subordinados en una matriz micácea originariamente y no muy abundante (menor del 18%). Se reconoce el carácter clástico de moscovita, cuarzo y plagioclasa.

Por último se han reconocido microconglomerados y conglomerados arcósicos, con textura blastosefítica esquistosa. Sus componentes mineralógicos corresponden a cuarzo, moscovita, biotita y según las muestras turmalinas, plagioclasa, opacos, circón y clorita. Son rocas microconglomeráticas formadas por cantos de agregados policristalinos y fragmentos monomineralicos de cuarzo, embalados en una mesostasis cuarzo moscovítica $\pm$ biotita.

Con relación a la edad de este tramo BRASIER *et al* (1979) sitúan la primera icnofauna de Planolites en el mismo Nivel de Fuentes (sedimentos carbonatados situados en la base de las Pizarras del Pusa y no aflorante en esta Hoja).

También y a unos 250 m. de la base aparecen formas discoidales carbonosas aisladas de unos 6 mm. de diámetro de gran semejanza con *Beltanelloides sorichevae* (SOKOLOV) y otras formas discoidales de menor tamaño atribuidos a *Chuarina circularis* (WALCOTT). Unos 100 m. por encima del nivel que contiene *Chuarina* en mayor abundancia aparecen marcas de actividad de trilobites con *Monomorphichnus lineatus* CRIMES y otros icnotaxones considerados próximos a *Phycodes pedum* SEILACHER y *Diplocaterion*.

Estas dataciones y su situación en la columna estratigráfica con restos paleontológicos datables en tramos inmediatos superiores, permiten asignar a estas pizarras al Cámbrico Inferior (Tommotiense).

2.1.2. Areniscas, cuarcitas y pizarras (Areniscas de Azorejo) (15)

En concordancia con las Pizarras del Pusa, se dispone una potente serie de unos 800 m, donde se diferencian varias facies sedimentarias que resultan del funcionamiento de diversos procesos, que se suceden alternándose en la vertical.

Estos materiales reciben diversos nombres según los autores. El más usado es el de Areniscas del Azorejo (HERRANZ, *et al*, 1977) pero también se utiliza el de Formación Gévalo (MORENO *et al* 1976, ZAMARREÑO *et al*, 1976).

La serie está compuesta por niveles de areniscas, cuarcitas y pizarras en tramos alternantes de 10 cm a 1 m de potencia pero que en conjunto se hace más areniscosa-cuarcítica hacia el techo, en donde predominan los niveles cuarcíticos.

Los afloramientos de este tramo se localizan en diversos puntos de la Hoja entre los que se encuentran: N de La Fresneda, Los Navalmorales y O de los Navalucillos. Es en este último punto donde, continuando la serie "Pizarras del Pusa" antes descrita, se realizó el levantamiento sedimentológico de todo el tramo, con los siguientes resultados:

La abundancia de estructuras sedimentarias primarias indicativas de la acción del oleaje tales como: laminación paralela asociada a estratificación cruzada hummocky, laminación cruzada de ripples de oscilación y ripples de oscilación preservados completos en los techos de muchas capas de arenisca, indican un depósito de plataforma marina somera sometida a los oleajes de tempestad.

En la parte inferior (30 m) dominan aún las pizarras entre las que destacan algunos bancos de areniscas (cuarcitas) ferruginosas, amarillentas en bancos decimétricos, algunos de los cuales muestran estratificación cruzada (m 11). Existen otro tipo de bancos aislados, mucho más delgados, con evidencias de oscilación del oleaje. Se interpreta como un sedimento de plataforma marina no muy profunda afectado por corrientes y oleajes de tempestad.

Entre los metros 43 y 77 la facies dominante es la de areniscas amarillentas (grises en el techo del paquete) de grano fino (localmente medio) en bancos decimétricos cuya estructura interna no se aprecia. Incluso no se distingue bien la estratificación en las capas situadas hacia la base (m 43 a 50). Entre los metros 50 y 54 alternan con arenas muy finas o lutitas amarillentas y presentan laminación paralela y ondulada. Más arriba, la única estructura interna que se pudo ver es laminación paralela y ondulada. Esto se interpreta como un depósito de plataforma marina abierta dominada por los oleajes de tempestad y en zonas de acumulación de arena.

Tomando en conjunto los dos términos descritos, se observa un paso a mayores contenidos en arenas por unidad de columna medida, lo que puede representar una cierta somerización. Tras ellos, hay un notable cambio que lleva de nuevo hacia sedimentación lutítica (m 77).

Un cambio así, con tales espesores puede indicar una subida relativa del nivel del mar y la transgresión ligada a ella.

Tres metros de pizarras muy alteradas (m 77 a 80) dan paso a una serie lutítica con intercalaciones de bancos delgados (4 a 10 cm) con morfología de ripples e interior de aspecto masivo. Los bancos de arenisca van aumentando de espesor haciéndose de 15 a 30 cm y presentan alternancias de láminas claras y oscuras (m 86 a 94). La estructura interna es laminación paralela y ondulada. Sigue, en fin, un potente paquete (m 94 a 128) de alternancias de are-

niscas (cuarcitas) de grano medio y de grano fino (a muy fino) con presencia casi constante de laminación paralela y ondulada, superficies de “ripples” y de “megaripples” y, localmente, laminación cruzada de ripples de oscilación.

Todo el conjunto citado (m 77 a 128) corresponde al resultado de la sustitución de los fondos lutíticos de plataforma marina por los arenosos, bajo la influencia de las corrientes inducidas por el oleaje de tormenta (tempestad). Es una tendencia somerizante, con progradación de los subambientes proximales más cercanos a la zona sublitoral.

El ambiente de plataforma marina somera con depósito alternante de lutitas y arenas aportadas por las corrientes inducidas por el oleaje perdura mucho tiempo y queda representado en un importante espesor de la serie. Entre los m 128 y 157 se diferencian hasta cinco secuencias estrato y granocrecientes de tipo $M \rightarrow H (\rightarrow S)$ es decir: lutita $\rightarrow$ heterolíticas $\rightarrow$ y (localmente incluso) $\rightarrow$ areniscas, cuyo espesor individual ronda los cuatro metros. Se pueden interpretar como turbiditas de plataforma donde se acumulan grandes unidades arenosas a favor de cambios del nivel relativo del mar que, probablemente, son los responsables de la tendencia negativa (estrato y granocreciente) observada dentro de este intervalo y que favorecen la progradación de los ambientes sublitorales hacia la plataforma (secuencias de somerización).

A partir de este punto el depósito se vuelve más pizarroso (facies M, lutitas), con intercalaciones de facies heterolíticas en las que se distinguen secuencias estrato y granocrecientes (metros 175 a 190, 256 a 265, 270 a 282). Hay que destacar que estos materiales están cubiertos en gran parte por cultivos y vallas, lo cual se interpreta como un signo de su carácter pizarroso, pero esta cobertura nos priva, probablemente, de alguna o algunas de estas secuencias. La estructura interna de las areniscas no se observa bien pero por las morfologías de ripples y los techos ondulados parecen indicativos que no ha cambiado respecto a los anteriores.

A partir del m 330 comienza una serie alternante (heterolítica) de areniscas (cuarcitas) violáceas en bancos de espesor decimétrico (10 a 30 cm) con superficies onduladas de ripples. La estructura interna es laminación paralela, estratificación cruzada en surco dirigida hacia el oeste-noroeste, estratificación cruzada “hummocky”, laminación ondulada y laminación cruzada de ripples de oscilación. Todo ello indica un ambiente de depósito de plataforma marina bajo la acción de los oleajes de tempestad.

Estos materiales se disponen en asociaciones estrato y granocrecientes: $M \rightarrow H \rightarrow S$ (y $H \rightarrow S$) a escala decamétrica (por ejemplo, las de los intervalos comprendidas entre los metros 350 a 378, con varias subsecuencias menores, 410, 425, 430 a 445 y, probablemente, entre 445 y 458). Se piensa que están generadas por la migración lateral de los ambientes donde se deposita arena bajo la influencia de los oleajes de tempestad. Esta migración está inducida por cambios del nivel relativo del mar. Es decir, se deben a la progradación de los ambientes sublitorales hacia la plataforma lo cual, en principio, indica una somerización.

Los siguientes doscientos dos metros (458 a 660) son eminentemente lutíticos (facies M) con intercalaciones decimétricas de areniscas o cuarcitas en las que se observa mal la estructura interna. Existen, además, grandes tramos cubiertos. La interpretación es similar a la propues-

ta para el tramo entre los 30 primeros metros: un sedimento de plataforma marina no muy profunda afectado por corrientes debidas a oleajes de tempestad.

Progresivamente la sedimentación lutítica va incorporando niveles de arenisca que se hacen muy potentes hacia 710-720 m y 732-744 m, donde alcanzan espesores individuales de hasta 1 m. Se trata de una tendencia estrato y granocreciente a escala muy grande. La estructura interna es variable como se indica a continuación.

Hacia los 670 m se trata de bancos de cuarcita de 25 cm de espesor individual, con intercalaciones centimétricas de pizarras. Presentan laminación paralela y, hacia el techo, algunos bancos tienen laminación paralela que pasa verticalmente a ondulada. Se encuentra un ejemplo de estratificación cruzada planar con sentido de aporte hacia el sur. Una facies similar aparece hacia el m 684.

Entre los metros 684 y 710 se trata de facies heterolíticas (H) con proporciones variables de M (pizarra) y S (arenisca y cuarcita). Las estructuras internas consisten en laminación paralela, ondulada y cruzada de ripples de oscilación. Se encuentran superficies de ripples de oscilación (sobre todo simétricos) y capitas discontinuas de laminación propias de fondos lutíticos con escasez de arena (starved ripples).

Los episodios cuarcíticos de bancos gruesos, presentan estructuras internas que a veces se pueden observar. La sucesión ideal consiste en laminación paralela → estratificación cruzada "hummocky" → laminación cruzada de ripples de oscilación (o ripples de oscilación) → lutita (pizarra). En otras capas aparece laminación ondulada en lugar de estratificación cruzada "hummocky". Alguna capa (m 716) muestra superficies erosivas internas que indican amalgamación de capas, probablemente a causa de la rápida repetición de los episodios de transporte y depósito.

Todos estos depósitos forman parte de ambientes marinos someros con aporte de arena a cargo de aleajes de tempestad que, en ocasiones llegan a formar verdaderas barras.

El resto de la sucesión hasta el pueblo de Los Navalucillos supone una vuelta a las facies descritas en apartados anteriores: son facies heterolíticas (H) con proporciones variables de cuarcita y estructuras internas de laminación paralela, estratificación cruzada planar, laminación lenticular y superficies de ripples de oscilación de crestas dirigidas NO-SE.

Así pues, perdura el ambiente de plataforma marina somera con depósito alternante de lutitas y arenas aportadas por las corrientes inducidas por el oleaje. Se diferencian al menos tres secuencias estrato y granocrecientes de tipo M → H (→ S) es decir: lutita → heterolíticas → y (localmente incluso →) areniscas, cuyo espesor individual oscila entre dos y seis metros (m 788 a 802). Las secuencias indicadas se pueden asimilar al resultado de migraciones laterales de barras arenosas, dentro de complejos mayores, a favor de cambios del nivel relativo del mar. A mayor escala, no hay una tendencia definida al aumento o la disminución del tamaño de grano o el espesor de las capas. (Figura nº 2.1.).

Aunque los sedimentos aquí descritos están afectados por un metamorfismo de contacto, al microscopio se ha reconocido:

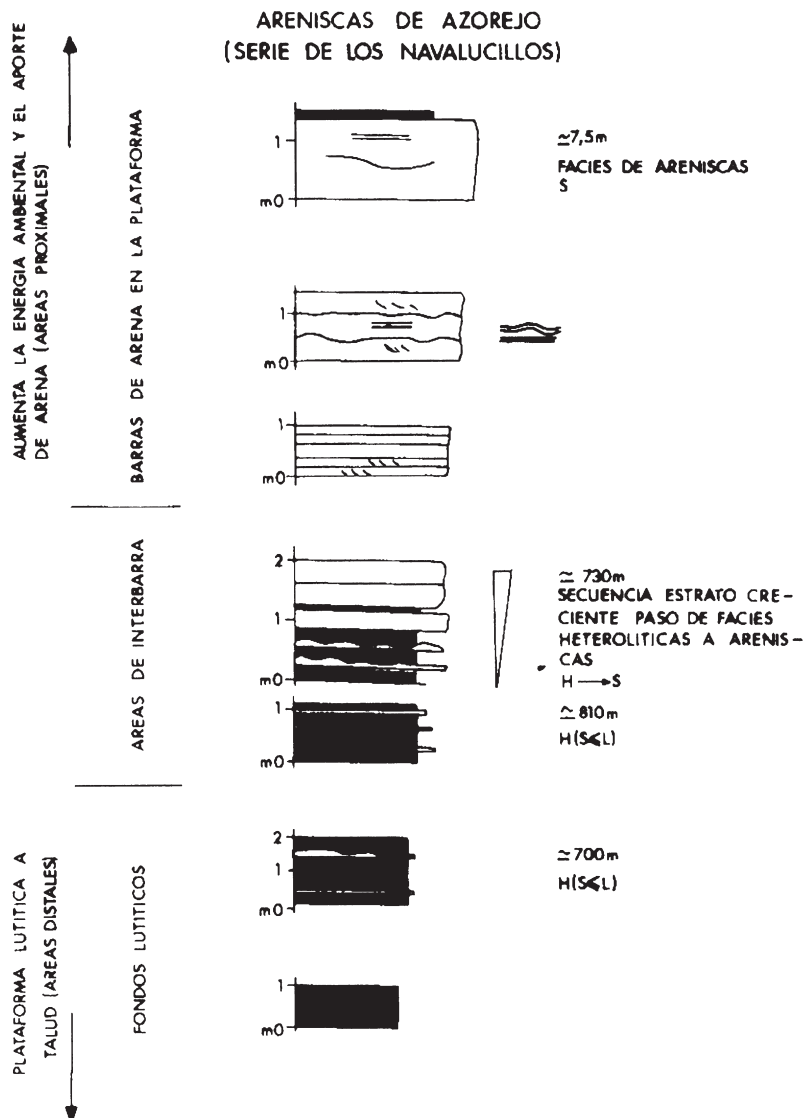


Fig. 2.1 . Representación gráfica de las facies mas características.

-Pizarras con textura blastopelítica con cuarzo, biotita, óxidos de Fe, turmalina, moscovita, plagioclasa y circón. Corresponde a rocas de origen detrítico compuesta por una matriz sericitica de grano fino que representa más del 90% en la que aparecen granos clásticos de cuarzo, de arena media a limo, angulosos, de baja esfericidad según una trama muy abierta. El área está afectada por un metamorfismo térmico, que da lugar a la blastesis de pequeñas biotitas distribuidas por toda la matriz y que representan un 10-15% del volumen de la roca.

-Subarcosas con un contenido en cuarzo del 54%, feldespato K, 25%, feldespato Ca-Na un 11% y óxido de Fe, sulfuros y circón como accesorios. La matriz es clorítica y ocupa un 10%. El tamaño de grano es de arena fina.

-Cuarzo grauvas, formado por un 73% de cuarzo, 2% de moscovita y un 25% de matriz clorítica, con síntomas de estar recrystalizada. La moscovita es detrítica y la presencia de feldespato es escasa. Corresponde a una roca arenítica de tamaño de arena muy fina a limo grueso.

En este tramo no se han localizado restos de fauna pero en la Hoja nº 654 (15-26) Puente del Arzobispo MORENO, F. *et al* citan la presencia de *Astropoliton hispanicus* CRIMES, *Monomorphichnus lineatus* CRIMES y *Skolithos* sp. en los afloramientos de la unidad situados en el corte del río Gévalo, en tramos relativamente próximos a la discordancia ordovícica. La lista más reciente de icnotaxa compilados en otras regiones (MORENO , *op.cit*; BRASIER *et al*

1979; LIÑAN *et al* 1984; MONTESERÍN *et al* 1985; PALACIOS, 1986) suma a los ya mencionados las formas: *Rusophycus* gr. *radwanskii* ALPERT, *Didymaulichnus* sp., *Plagiogmus* sp., *Scolicia* sp., *Planolites* sp., *Diplichnites* sp., *Psammichnites* sp., *Agrichnium?* sp., *Gordia* sp., *Allocotichnus?* sp., *Diplocraterion* sp., y marcas de tipo *Eophyton*.

De acuerdo con esta microfauna y continuidad en la serie con las Calizas de Los Navalucillos de clara edad Ovetiense, podemos asignar a las Areniscas del Azorejo como Tommotiense en su mayor parte, y Ovetiense Inferior a Ovetiense Superior basal para la parte superior de este tramo.

2.1.3. Calizas (Calizas de Los Navalucillos) (16)

Sobre las Areniscas del Azorejo, se presenta, en concordancia, una serie carbonatada que con una potencia estimada de unos 300 m se localiza en afloramientos aislados en el N de La Fresneda, Los Navalmorales, Los Navalucillos y en ambos lados de la alineación NO-SE que bordea la c.c. 401 entre los km. 62 y 70,5.

Constituye un conjunto bien estratificado en capas decimétricas a métricas en donde destacan las laminaciones agares.

Son varios los puntos donde se han podido observar, este tipo de rocas y ver el medio en que se sedimentaron. Entre otros mencionaremos:

- Horno de Cal

En el kilómetro 7,5 de la carretera de Alcaudete de la Sierra a la Fresneda aflora una sucesión eminentemente carbonatada muy alterada por el metamorfismo de contacto debido a la intrusión granítica vecina y atravesada por varios filones de espesor variable. La serie se levanta a lo largo del corte de la margen occidental de la carretera, junto a un arroyo en el que se sitúa un antiguo horno de cal que da nombre a la localidad. Dicha carretera corta a un anticlinal de núcleo las Areniscas de Azorejo y la sección se ha tomado en su flanco N estando, el techo por tanto, en el contacto con las rocas graníticas.

La serie carbonatada está constituida sobre todo por alternancias de margas y calizas laminadas. La laminación es muy regular y sólo en algunos casos (m 19, 27, 31) se observa una tendencia a formar montículos regulares que llegan a reflejarse en la morfología de las capas correspondientes, pero sin que se aprecie una ruptura de las láminas.

La interpretación de éstas litofacies puede ser discutible. Por un lado parte de ellas pueden representar turbiditas calcáreas en zonas marginales (distales) de una plataforma carbonatada que estaría situada hacia el sureste, de acuerdo con el conocimiento regional. Por otra parte también es probable que sean de tipo estromatolítico, al menos en parte. En este caso, alternarían con materiales propios de ambientes claramente marinos (margas y margocalizas) y deberían considerarse como estromatolitos no costeros o intermareales que tienden a mostrar una mayor irregularidad en la laminación, pues desarrollan bóvedas y resaltes a favor de las fracturas producidas por la desecación o la erosión durante arrasamientos costeros.

En cualquier caso, la asociación de facies sugiere un ambiente marino más abierto que el invocado en las sucesiones estudiadas en el sector oriental de la Hoja de Los Navalmorales y en las cercanías de San Pablo de los Montes, ya en la Hoja nº 684 (17-27) de Navahermosa.

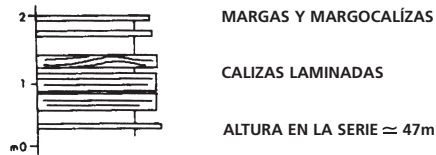
Como los materiales terrígenos siliciclásticos están seguidos de carbonatos y no hay evidencias de ruptura entre ellos, cabe asimilarlos a un mismo evento sedimentario dentro de la óptica de la Estratigrafía Secuencial. Si ello es así, los materiales de la parte inferior representan el techo de la potente sucesión depositadas durante la transgresión marina correlativa con una subida relativa del nivel del mar y los carbonatos serían indicadores de la progradação rápida de los ambientes costeros durante el momento de máxima elevación del nivel relativo y los episodios iniciales de la caída del nivel del mar. Se trataría, en consecuencia, de la parte alta de un Transgressive Systems Tract (VAN WAGONER, *et al*, 1988 y SARG, 1988).(Figura nº 2.2.).

- C.C. 401. Navahermosa - Los Navalucillos p.k. 63,3.

Entre el km 63,3 y 63,5 de la C.C. 401 que une Navahermosa con Los Navalmorales, aflora una sucesión de casi 200 m de espesor que muestra en la base, unos 35 m de calizas pertenecientes a este tramo cartográfico. Sobre ellas se encuentran unos 165 m pertenecientes al tramo suprayacente, pizarras y areniscas de la Formación Soleras (ZAMARREÑO, J. 1976).

La sucesión carbonatada tiene su base en el p.k. 63,3 y está dominada por las facies de margas y de alternancias de éstas con margocalizas (1 y 2). El carácter margoso es, en principio,

**CALIZAS DE LOS NAVALUCILLOS
SERIE HORNO DE CAL**



SERIE Km63,3 C.C. - 401

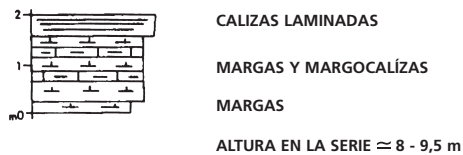


Fig. 2.2 . Representación gráfica de las facies mas características.

**FORMACIÓN SOLERA
SERIE PK 63,3 C.C. - 401**

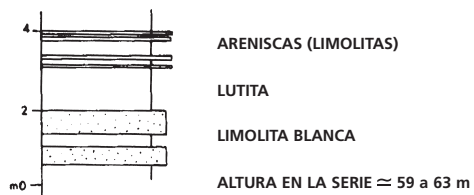


Fig. 2.3 . Representación gráfica de las facies mas características.

indicador de un ambiente (marino ?) relativamente profundo pero dentro de la plataforma carbonatada. (Figura nº 2.3.).

Son abundantes, así mismo, las calizas laminadas. En algunos casos, la ondulación de las láminas permite asegurar que son verdaderos estromatolitos (m 18); en los restantes es de suponer que también los son, pero con láminas casi perfectamente paralelas.

Probablemente este paralelismo de las láminas es un rasgo textural indicativo de que se trata de estromatolitos de aguas relativamente profundas donde están a resguardo de acontecimientos que favorecen la deformación o rotura de las láminas (deseccación, destrucción por oleajes intensos) a cuyo favor se dispara la tendencia a generar bóvedas o cúpulas estromatolíticas.

En consecuencia se propone un ambiente marino, de plataforma abierta y de cierta profundidad, con aguas relativamente tranquilas; es decir, esencialmente por debajo del nivel de base de las tormentas.

- Cantera (p.k. 65 de la C.C. 401)

En el kilómetro 65 de la carretera comarcal 401, entre Navahermosa y Los Navalmorales, hay una cantera de piedra, actualmente abandonada, al noreste de la calzada. El afloramiento forma parte de la misma corrida de calizas (Calizas de los Navalucillos) que termina en una falla y las condiciones de observación no son siempre óptimas. La cantera permite levantar una treintena de metros relativamente bien conservados, pero no es, ni con mucho, el total del espesor de la unidad en este área.

Para la descripción de detalle se han ordenado las facies carbonáticas en cuatro grupos texturales:

- 1) micritas (y recrystalizadas, en las que no se observa la estructura interna);
- 2) alternancias a escala milimétrica o centimétrica de limolitas (amarillentas, con alguna granoclasificación positiva y laminación cruzada de ripples de corriente y de oscilación asimétricos) y de calcarenitas o calizas micríticas;
- 3) laminadas y estromatolíticas;
- 4) calcarenitas con laminación paralela y cruzada de ripples.

Cabe destacar que en este afloramiento dominan las texturas de alternancias de carbonatos y siliciclásticos y que no se encuentran muchas evidencias de texturas laminadas y estromatolíticas.

De acuerdo con el modelo general esbozado de este tipo de sedimentos en la región, correspondería en líneas generales a una zona de transición entre las facies más costeras, dominadas por los estromatolitos, y las de micritas y calcarenitas que se dispondrían más hacia el mar. El paso de ambientes marginales a marinos se produce de sur a norte.

- Arroyo de Navajada

Esta sucesión de unos 96 m, está situada en el flanco norte del sinclinal de Nevada y ofrece

buenos afloramientos de carbonatos que alternan con zonas completamente cubiertas donde la observación es prácticamente nula.

Para la representación de detalle se han distinguido cuatro tipos texturales:

- 1) rocas carbonatadas en las que no se observa la estructura interna; incluye, pues, tanto texturas micríticas como recrystalizadas;
- 2) alternancias de calizas laminadas entre bancos de 10 a 20 cm de facies "masivas" de grano grueso, de mudstones y grainstones o de capitas más o menos margosas;
- 3) laminadas y estromatolíticas;
- 4) calcareníticas con estratificación cruzada y laminación paralela y cruzada de ripples.

Es difícil asegurar cuales son las texturas dominantes en el conjunto de la sucesión ya que hay una gran parte cubierta, pero de lo que se ve, se deduce un gran porcentaje de alternancias de facies de tamaños de grano finos y algo más gruesos que indican la dominancia de la repetición de procesos de asentamiento (decantación) y de llegada de las fracciones algo más gruesas.

Esta alternancia puede asimilarse a la sucesión de períodos de buen tiempo (asentamiento) y de tormenta (remoción del fondo) o bien de fuertes vientos que coinciden con mareas vivas (probablemente los efectos de los vientos y de las mareas se potencian mutuamente).

En el estudio petrográfico, se aprecia la existencia de dolomías, con textura equigranular de grano medio ó grano fino bandeada, esquistosada con dolomita, cuarzo, óxidos de Fe y/o moscovita dispersa. La roca esta compuesta por un mosaico de granos xenomorfos de dolomita entre los que destacan formas idiomorfas rombic. En las muestras de granulometría fina aparecen algunos granos de cuarzo dispersos en niveles discontinuos milimétricos, estando junto con algunos cristales de micas, dispuestos según la orientación marcada en la roca.

También aparecen calizas dolomíticas con textura heterogranular bandeada y componentes: calcita, dolomita, mica blanca, opacos y tremolita?. Es una roca formada por cristales de calcita y en menor proporción dolomita que se disponen en niveles tendentes a dar un bandeado.

Por último existen calizas con mayor o menor grado de recrystalización con calcita, cuarzo, moscovita y óxidos de Fe como componentes mineralógicos. Se trata, de una roca formada por calcita de grano fino en la que alternan niveles discontinuos de mayor tamaño de grano que definen un bandeado. Tanto el cuarzo, como la moscovita, se representa como minerales accesorios y ambas muestran síntomas de recrystalización, al igual que los granos mayores de calcita.

Aunque en esta hoja no se han localizado restos de fauna, este tramo está bien dotado en su prolongación en hojas del O y S.

La posición de esta unidad dentro del Cámbrico Inferior, ha podido fijarse, gracias a la existencia de trabajos, tanto en el área centro occidental (GIL CID *et al* 1976; PEREJÓN *et al* 1976; ZAMARREÑO *et al* 1976 y MORENO-EIRIS, 1979) y orientales (MARTÍN ESCORZA, C. *et al* 1972 y PEREJÓN *et al* 1979).

En la Hoja nº 654 (15-26) Puente del Arzobispo, al O de la que nos ocupa, MARTÍN CARO, J. *et al* (1979), localizan al NNO de La Estrella, abundantes arqueociatos en mal estado de conservación, pese a lo cual, han podido ser referidos a los subordenes Ajacicyathina, Coscinocyathina (ambos de la clase Regulares) y Archaeocyatina (clase Irregulares).

A unos 2,2 km al S de Los Navalucillos, dentro ya de la Hoja nº 683 (16-27) Espinoso del Rey, existe un afloramiento que contiene abundante fauna de arqueociatos y trilobites clasificada por PEREJON, A. *et al* (1976) como Leniense. Los nuevos estudios realizados en este afloramiento por GIL CID, Mª D. (1988) aportan datos en cuanto al contenido y edad de su fauna, fundamentalmente de trilobites y principalmente la Asociación Granolenus - Termierella, que unido a la novedad de Granglenus midi Jazo (1980), indican para, las calizas de Los Navalucillos una edad Ovetiense - Marianiense basal.

2.1.4. Pizarras, limolitas, calizas y areniscas (Formación Solera). (17)

Culmina la serie cámbrica con la sedimentación de un tramo compuesto por pizarras limonitas y areniscas con alguna fina intercalación calcárea, que en su conjunto se dispone en concordancia sobre el tramo calcáreo infrayacente (calizas de Los Navalucillos).

Sus afloramientos, se localizan en ambos lados de la elevación de dirección NO-SE, existente al SE de los Navalmorales, y en los alrededores de esta localidad.

Esta unidad alcanza en la hoja unos 230 m de potencia, pero en muchos puntos es inferior dado que las Facies Púrpura del Ordovícico Inferior, fosilizan la superficie de erosión producida por la discordancia Sardica que afecta a toda la zona Centro-Ibérica.

Los afloramientos observados más representativos se localizan en diversos puntos de la C.C. 401 que une las localidades de Navahermosa y Los Navalmorales. En ellos se aprecia una sucesión alternante centimétrica, no superior a los 10 cm cada nivel, de pizarras, limonitas y areniscas con alguna intercalación de menor potencia de tramos carbonatados.

Entre los puntos km 63,3 y 63,5 la sucesión de pizarras y areniscas finas de la Formación Solera se caracterizan por su tamaño de grano muy fino y por el color violáceo. Ocasionalmente el tamaño de grano de estas pizarras es de limo a arena fina y presenta laminación paralela y ondulada (m 129).

En las pizarras se intercalan nivelillos de areniscas de grano fino a muy fino blancas, amarillentas o incluso violáceas que, generalmente, no superan los 2 ó 3 cm de espesor y cuyo tamaño de grano oscila entre arena muy fina y fina. La única estructura interna reconocida es laminación paralela (m 90). Algunos de estos niveles presentan morfologías lenticulares propias de ripples de oscilación (m 37).

En otros casos estos niveles son auténticas capas de potencia decimétrica a métrica (m 85 a 86, 120, 143 y 165) pero que superan incluso el metro de espesor (m 156). La única estructura sedimentaria visible en estos niveles es laminación paralela (m 85, 120, 145).

Otro rasgo interesante es la existencia de varios niveles de limonita (m 23 y 59 a 60) en algún caso laminada (m 60) (Figura nº 2.3).

La interpretación de esta sucesión siliciclástica de grano fino, es que corresponden a un ambiente marino (?) profundo, alejado de la costa, al que llegan materiales finos en suspensión que se asientan sobre el fondo, generando las capas de lutitas (pizarras). Los niveles intercalados de distinta entidad representan diversos procesos sedimentarios relacionados con agentes muy variados. Las capas mayores de arena se interpretan como turbiditas, aunque no se tiene ninguna evidencia de secuencias consideradas como típicas de estos procesos, sino tan sólo, superficies de amalgamación de capas. Por último, las capas más delgadas de grano fino presentan turbiditas diluidas.

De las muestras tomadas, se reconocieron al microscopio:

-cuarcitas con textura blastosamítica y granoblástica con cuarzo, moscovita, opacos, circón, turmalina, esfena y feldespatos como componentes mineralógicos. La roca procede de un sedimento detrítico sin matriz. La textura actual de la roca indica que ha sido afectado de una recrystalización de los granos de cuarzo, que a su vez, es el mineral fundamental y el resto accesorios.

-arcosas: con textura granoblástica y componentes fundamentales el cuarzo con 62% y feldespatos 25%, en tanto que, las micas blancas aparecen como accesorios y con un 2%. La matriz sericitica entra a formar parte con un 10%. La roca es de grano arena fina y presenta síntomas muy someros de recrystalización de la matriz micacea.

-pizarras (argilitas): con textura pizarrosa compuesta por moscovita, cuarzo, biotita, turmalina y óxidos. La roca procede de un sedimento detrítico de naturaleza micaceo-arcillosa con niveles milimétricos más cuarcíticos.

En el ámbito de la Hoja, no se han localizado restos de fauna que permita una datación exacta de estos materiales, pero dada la posición estratigráfica que ocupa, sobre las calizas de Los Navalucillos, ampliamente estudiada y de edad Ovetiense Superior terminal - Marianiense, pensamos que este tramo cartográfico debe de ser ya Marianiense.

También, por similitud de facies y posición estratigráfica, esta serie es equivalente a la Formación Soleras de los Montes de Toledo, centro-septentrional en donde APARICIO, *et al* (1972) y GIL CID, M.D. *et al* (1976) localizaron *Serrodiscus* indicativo del techo del Marianiense.

2.2. ORDOVÍCICO INFERIOR MEDIO

El Ordovícico se encuentra representado en la hoja por una serie transgresiva con predominio cuarcítico, cuya base corresponde a la única discordancia angular y cartográfica (Discordancia Sardica) que existe, al menos, en los Montes de Toledo y Sierras extremeñas. Para estas áreas LOTZE (1956) supuso la existencia de una primera discordancia (D. Toledanica) entre el Precámbrico-Cámbrico y las Capas Intermedias, y una segunda entre estas últimas y la cuarcita Armoricana (D. Ibérica).

Con posterioridad, MARTÍN ESCORZA, C. (1977), MORENO, F. *et al* 1976, MORENO, F. (1977) y las distintas hojas del PLAN MAGNA realizadas por el I.T.G.E. en el área, han confirmado la existencia de una sola discordancia, no directamente bajo la cuarcita Armoricana, como indicaba BOUYX (1976), en el Valle de Alcudia, sino bajo la "Serie Purpura".

Los materiales del ordovícico incluidos como esta Hoja corresponden a la "Serie Purpura", Cuarcita Armoricana y Capas Intermedias, que se localizan al E de Los Navalucillos y en los Navalmorales según una dirección NO-SE y que por la naturaleza de los materiales que la forman, dan lugar a los mayores relieves de la Hoja.

2.2.1. Cuarcitas, areniscas y pizarras (Serie Purpura) (18).

En discordancia con los materiales del Cámbrico Inferior se encuentra una serie formada por cuarcitas, areniscas y pizarras bien estratificadas en capas decimétricas a métricas, que en general, presentan un aumento de los tramos cuarcíticos hacia el techo de la serie con disminución de los pelíticos. La potencia total estimada en la Hoja es de unos 250 m.

La base de la formación, pesenta con carácter discontinuo a nivel cartográfico un tramo de potencia variable entre 0-80 m, de microconglomerados, que no ha sido posible marcar, tanto por la cantidad de recubrimientos existentes, como por sus características de sedimentación. No obstante en las proximidades al Cortijo de las Pistolas (acceso por el punto km 65,4 de la C.C. 401. Navahermosa - Los Navalmorales) se distinguen materiales de grano relativamente grueso y menos deleznales que los que los rodean, que dan lugar a una pequeña elevación topográfica. La conservación es bastante deficiente, tanto por su cercanía a rocas intrusivas como por la deformación que han sufrido. Ello restringe mucho la observación y aún más, las garantías de la interpretación, pues los datos son escasos y de poca calidad.

El motivo litológico más abundante es la alternancia de niveles de microconglomerados y arenisca, con granoclasificación positiva, entre pizarras, con un color general es rojizo o violáceo. El contacto entre ambas litologías es neto, pero las dimensiones del afloramiento no permiten, en la mayoría de los casos, saber hasta qué punto son erosivos. Los cantos son mayoritariamente de cuarcita y bastante redondeados aunque aparecen deformados (Figura nº 2.4).

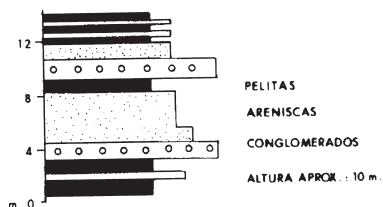


Fig. 2.4 . Representación gráfica de las facies basales mas representativas.

Para interpretar esta sucesión, parece importante tener en cuenta el carácter alternante de materiales de tan diverso tamaño de grano. Según éste, podría pensarse en un ambiente fluvial o deltaico de grano grueso, lo cual ayudaría a explicar, al menos en parte, su coloración rojiza. Podría pensarse en un fan delta pero, en ese caso, habría que demostrar que estos

materiales están relacionados lateralmente con abanicos aluviales enraizados en algún tipo de relieve más o menos importante. Las bases son relativamente planas y ello lleva a pensar en ambientes más profundos, con aportes de grano grueso (transportados por procesos de tipo turbidítico, o parecido) que llegaban a fondos de grano habitualmente fino. Una posibilidad es que se trate de conglomerados en ambientes marinos de cierta profundidad.

El resto de la serie está formada por cuarcitas de grano medio con tendencias estratodecrecientes pasando a facies S a H pero con dominio de la S y estratocrecientes. Presentan evidencias de la acción del oleaje en la asociación de laminación paralela y ondulada. Su laminación cruzada y lenticular de ripples de oscilación y superficies onduladas de este mismo tipo de ripples.

Continúa la serie con tramos pizarrosos en los que se intercalan cuarcitas de potencia métrica y otros bancos más finos (decimétricos) dispuestos

aparentemente en secuencias de tipo tanto estratodecrecientes como estratocrecientes. Aunque no se localizaron estructuras, por comparación con otros puntos cercanos, pudiera tratarse de una sucesión marina de plataforma dominada por el oleaje.

Al microscopio los conglomerados presentan una textura blastoporfiroclástica esquistosa, con cuarzo, moscovita, clorita, óxidos de Fe, biotita y turmalina como componentes mineralógicos, de los que destaca por su abundancia el primero. Es una roca clástica formada por fragmentos monomineralicos de cuarzo y polimineralicos (cuarcitas) en una matriz escasa, cuarzo-micácea (moscovita, clorita) con algunos pequeños cristales de biotita. Se observa una esquistosidad espaciada de fractura que reorienta las micas envolviendo a los fragmentos. En las muestras de mano se pueden ver algunos cantos de cuarzo dispersos de hasta 1 cm, elongados según el plano de esquistosidad.

Las ortocuarcitas presentan textura granoblastica y tiene como componente principal, el cuarzo con el 99% del total y el resto, biotita, clorita, moscovita, opacos y circón. El cuarzo se encuentra bien redondeado y sin matriz (cuarzoarenita). Los granos están recrystalizados y presentan bordes festoneados y marcada extinción ondulante.

Las pizarras aparecen con un 14% de cuarzo un 1% de mica blanca y óxido de Fe. Lo más abundante es la matriz sericítica que llega al 85% del total. El tamaño de los granos de cuarzo es de arena muy fina, angulosa y de baja esfericidad. Los óxidos de Fe tiñen casi toda la roca. Esta unidad ha proporcionado en el flanco sur del sinclinal de Navas de Estena-Guadalerzas (MORENO *et al*, 1976) diversos icnofósiles del Ordovícico inferior (Cruziana, Rusophycus, Diplichnites, Skolithos), que sin embargo no aportan precisiones de interés cronoestratigráfico. Por su presencia y continuidad con la Cuarcita Armoricana del Arenig, la unidad ha sido considerada tradicionalmente en los Montes de Toledo-Villuercas como Tremadoc, en ausencia de evidencias paleontológicas significativas. No obstante, el desarrollo de los conocimientos sobre la transgresión global del Arenig en las plataformas perigondwánicas del SO de Europa, unido a dataciones radiométricas de formaciones equivalentes en el Macizo Armoricano francés (BONJOUR *et al*, 1988), permite considerar una edad post-Tremadoc para la unidad, que resultaría ser esencialmente Moriduniense (Arenig inferior).

2.2.2. Ortocuarцитas (Facies Armoricana) (19)

Sobre los materiales de la Serie Púrpura se sitúa, en concordancia una sucesión eminentemente cuarcítica de unos 225 m de potencia, que a nivel regional corresponde a la denominada "Cuarcita Armoricana". Sus afloramientos, por la naturaleza de los materiales, dan lugar a los mayores relieves de la Hoja que corresponden con el Cerro de las Colmenillas al E de los Navalucillos y a la alineación, que con dirección NO-SE, se inicia hacia el SE, en los Navalmorales.

La serie consiste en tramos en los que domina claramente las cuarcitas, separados por otros de granulometrías más finas que incluso pueden ser limonitas. Los tramos cuarcíticos forman crestos continuos con potencias que oscila entre los 25 y 45 m de grano fino a medio, blancos o blancos grisáceos y frecuentemente teñidos por tonos rojizos.

Se encuentran bien estratificadas en bancos muy continuos, limitados por superficies planares netas y erosivas generalmente ferruginizadas. Las potencias entre bancos oscila en 0,2 m a 2 m, siendo las más frecuentes entre 0,3 y 0,7 m.

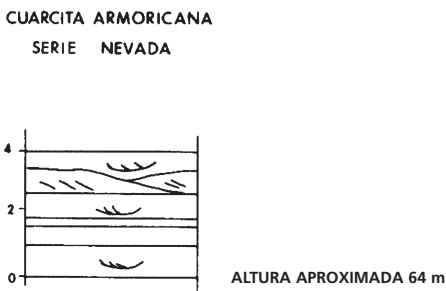


Fig. 2.5 . Apilamiento de megaripples movidos por corrientes (de marea?) en una plataforma marina.

Subordinados en toda la serie aparecen tramos cuya potencia oscila entre 10-30 m constituidos por cuarcitas, areniscas y lutitas en niveles muy variables de 0,5 cm a 40 cm y que en ocasiones tiene un aspecto lajeado.

Se ha levantado una serie al SO de Cerro Nevada, en el vértice SE de la Hoja, en el que las estructuras más prominentes son la estratificación cruzada en surco, en sets de escala media, interpretadas como el resultado de la migración de megaripples de crestas curvas o de media luna. Se conservan las morfologías de los megaripples, que es visible tanto en corte como en la superficie (techo) de muchas capas (Figura nº 2.5). Las direcciones y sentidos de paleocorrientes que se han podido reconocer y medir son muy constantes hacia el noreste, con valores alrededor de los 50° E.

De acuerdo con estos datos se interpreta como una superposición de barras de plataforma compuestas por cuerpos individuales de altura métrica o decimétrica movidas por corrientes de tendencia bastante uniforme a todo lo largo de la sucesión. El mecanismo de transporte se ha asimilado en zonas vecinas a corrientes de marea (PORTERO *et al*, 1988; DABRIO, 1988 y 1990).

El estudio al microscopio de muestras tomadas en este tramo cartográfico definen ortocuarzitas y cuarcitas con textura granoblástica y componente fundamental al cuarzo con un 99% del total. El 1% restante corresponde a clorita, moscovita, opacos y circón. Es una roca cuarcítica con tamaño de grano variable, según las muestras, que van de media a gruesa y de fina a muy fina. El tamaño es homométrico, sus contornos festoneados, recrystalizados y en algunos casos elongados definiendo una esquistosidad.

También se han reconocido pizarras limolítico-arcillosas con un contenido en cuarzo del 21%, y sulfuros y óxidos de Fe, como accesorios con el 2%, incluidos en una matriz sericitica que constituye el 77% del total. Como otros accesorios aparece el circón. El tamaño de grano corresponde a una arena muy fina a limo grueso.

Por lo que respecta a la edad de la Formación, en la presente Hoja hemos identificado diversos restos de Cruziana furcifera D'ORBIGNY y Cruziana cf. rugosa D'ORBIGNY, que de acuerdo con sus circunstancias estratigráficas,

permiten concordar una edad Arenig para la misma. Las precisiones obtenidas con los microfósiles para la datación de la Cuarcita Armoricana en Francia y la Península Ibérica, indican que su depósito tuvo lugar principalmente en el Whitlandiense (Arenig medio: PARIS *et al*, 1982).

2.2.3. Cuarcitas, areniscas y pizarras (Alternacia Pochico) (20)

La serie ordovícica culmina, en esta Hoja, con un tramo alternante de cuarcitas, areniscas y pizarras que se localizan sobre las cuarcitas armoricanas del tramo anterior, a lo largo de la alineación NO-SE, existente en la zona SE.

Este tramo presenta grandes dificultades de observación por estar muy recubierta, por lo que solo se disponen de datos puntuales.

En conjunto se trata de una serie alternante de cuarcitas, areniscas y pizarras que tiene una potencia de 250-275 m, y que como característica general en los Montes de Toledo, a muro presenta unos niveles cuarcíticos, los cuales, progresivamente, van disminuyendo hacia el techo, en donde predominan los tramos pizarrosos. En esta Hoja de Los Navalmorales solo se observa la parte baja, en donde predomina las cuarcitas. Estas aparecen estratificadas en paquetes que llegan a ser de hasta 1 m en su base, para pasar a tener unos 0,3-0,5 m de media. Intercalan areniscas de grano fino-medio en niveles de 0,3 a 0,5 m y pizarras micáceas en capas centimétricas.

La ausencia de buenos afloramientos impide observar estas facies con claridad pero a escasos kilómetros, en la Hoja nº 684 (17-27) Navahermosa, se han reconocido para estos mismos materiales, las siguientes:

S: cuarcitas y areniscas que pueden intercalar finos niveles pizarrosos.

Sr: areniscas con niveles de pizarras y superficies onduladas y laminación cruzada de ripples de oscilación.

Hs: facies heterolítica, alternancia de capas tabulares de arenisca o cuarcita y de pizarra. Se intercalan regularmente capas de cuarcitas más potentes pero no se pueden considerar secuencias estratocrecientes. A veces las areniscas tienen morfología ondulada que, localmente, puede ser muy exagerada con tendencia a estratificación lenticular. Algunas capas presentan laminación paralela u ondulada y/o estratificación cruzada hummocky.

H: facies heterolítica, alternancias de areniscas o cuarcitas y pizarras, en capas de espesor centimétrico a decimétrico. Normalmente las capas de arenisca tienen el techo ondulado y/o morfologías lenticulares, relacionadas ambas con ripples de oscilación simétricos cuyas crestas se orientan NNO-SSE y NNE-SSO.

Hm: alternancias de pizarras y niveles minoritarios de areniscas (cuarcitas) en capas de espesor centimétrico a decimétrico. Las capas de arenisca tienen el techo ondulado o morfologías lenticulares, relacionadas ambas con ripples de oscilación.

M: pizarras amarillentas, con laminación paralela textural.

La facies Hs, H y Hm pueden interpretarse como depósitos de plataforma marina somera, lutítica, con aportes arenosos movidos por el oleaje de tormentas del tipo de las resacas de tormenta o storm surge ebb. Las secuencias menores, dentro de cada estrato, de energía decreciente evidencia la amortiguación progresiva de la energía del oleaje sobre el fondo después de la importante remoción de sedimento y la erosión parcial del fondo que llevan aparejadas las olas de grandes longitudes de onda que se producen durante las tormentas. Las intercalaciones de facies Sr suponen un predominio de los aportes arenosos durante cierto tiempo y los de facies M lo contrario, es decir, fondo tranquilo o, al menos, alejado de los circuitos de circulación de arena.

Las muestras tomadas indican la existencia de limolitas micáceas con un contenido en cuarzo del 12% y abundante material ferruginoso. Buena parte de la mica es de tamaño limo, aunque en las fracciones va como arcilla.

También aparecen definidas cuarzoarenitas en un 95% de contenido en cuarzo, como componente principal, y turmalina, circón y óxidos de Fe como accesorios.

Respecto a su edad, los tramos más heterolíticos son ricos en icnofósiles como Cruziana, Daedalus, Skolithos y Monocraterion, mencionados en la Hoja nº 685 (18-27) de Los Yébenes (MARTIN ESCORZA, 1977), que plantean una edad esencialmente Arenig, tal vez Fenniense, de acuerdo con el contexto estratigráfico. No obstante, el hallazgo en los niveles arenosos superiores de las alternancias de una asociación de bivalvos del Llanvirn inferior (Hoja nº 711 Las Guadalerzas: MORENO, 1981), plantea la posibilidad de que el límite Arenig/Llanvirn pueda situarse en el tercio superior de la unidad.

2.3. CONCLUSIONES Y PALEOGEOGRAFÍA

La sucesión del Paleozoico en esta hoja pone de manifiesto la movilidad de los ambientes sedimentarios en el tiempo y se definen 6 megasecuencias caracterizadas por sus polarida-

des sedimentarias, lo que permite proponerlas de forma preliminar como UNIDADES TECTO-SEDIMENTARIAS (UTS).

Se han representado en la Figura nº 2.6 los cambios relativos mayores de nivel del mar, aunque la curva refiere, más bien, la idea de somerizaciones y profundizaciones a partir del análisis de la evolución de los ambientes sedimentarios, relacionadas en parte con las "transgresiones y regresiones". También se recogen los rasgos sedimentarios, tectónicos y magmáticos más representativos.

En la Figura nº 2.7 se presenta un esquema muy simple de la evolución vertical de la plataforma y las polaridades sedimentarias, como si fuese un perfil sísmico ideal que no pretende ser definitiva ni cierta.

También se exponen algunas consideraciones generales de cada uno de los tramos cartografiados.

- Pizarras del Pusa (14)

El depósito se realizó en zonas tranquilas y profundas, donde alternaban la floculación y asentamiento de los sedimentos arcillosos en suspensión que alternaba con el depósito relativamente rápido a favor de corrientes diluidas con transporte por tracción.

Las facies inter laminadas aparecen formando niveles de espesor variable entre las dominadas por la pizarra. Una explicación a este hecho reside en la influencia de los cambios relativos del nivel del mar. Los niveles más ricos en arena corresponderían a episodios de nivel relativo del mar bajo y los predominantemente pizarrosos a épocas de nivel relativo del mar alto.

- Areniscas de Azorejo (15)

Se diferencian varias facies sedimentarias que resultan del funcionamiento de diversos procesos sedimentarios y que se suceden, alternándose, en la vertical. La abundancia de estructuras sedimentarias primarias indicativas de la acción del oleaje, indican un depósito de plataforma marina somera sometida a los oleajes de tempestad y las corrientes inducidas por ellos.

Las macrosecuencias granocrecientes están generadas por la migración lateral de los ambientes donde se deposita arena bajo la influencia de los oleajes de tempestad. Esta migración está inducida por cambios del nivel relativo del mar y se deben a la progradación de los ambientes sublitorales hacia la plataforma.

- Calizas de Los Navalucillos (16)

Al estudiar en conjunto los materiales carbonáticos del Cámbrico Inferior en el áreas Los Navalmorales-Navahermosa-Mora, se pone de manifiesto la tendencia general a pasar de ambientes costeros o marinos marginales, hacia el mar abierto, hacia el norte. Las series más litorales son las de los alrededores de San Pablo de los Montes (Hoja nº 684 (17-27) Navahermosa) y las de carácter más marino, son las del Horno de la Cal al N de La Fresneda (Hoja nº 655 (16-26) Los Navalmorales) y las de la Hoja nº 658 (19-26) Mora.

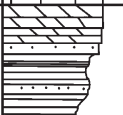
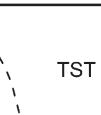
EDAD	UNIDADES LITO-ESTRATIGRÁFI.	COLUMNA ESQUEMÁTICA	U.T.S.	NIVEL DEL MAR alto bajo	RASGOS SEDIMENTARIOS, TECTÓNICOS, MAGMÁTICOS, ETC...
ARENIG	LLAN.				
	ALT. POCHICO				
	CUARCITA ARMORICANA		6	 TST	Mar somero con fondo de pendiente variable Barras migrando en plataforma somera (sublitoral?) Transgresión (Cuenca extensiva)
ARENIG	SERIE PÚRPURA O INTERMEDIA		5	 HSST? TST	Discordancia (?) (Ruptura sedimentaria)
DISCORDANCIA (SARDICA)					
CÁMBRICO INFERIOR	FM. SOLERA		4	 TST	Plataforma a talud transgresión
	CALIZAS DE LOS NAVALUCILLOS		3	 HSST	Máximo transgresivo, ambientes litorales y someros
	ARENISCAS DE AZOREJO		2	 TST	Progradación de áreas de plataforma y sublitorales sobre el talud (cuencas?) lutítica
	PIZARRAS DEL PUSA		1	 ?	Mar profundo con posibles discontinuidades ligadas a caídas del nivel del mar

Fig. 2.6 . Secuencias sedimentarias mayores del Cámbrico inferior y Ordovícico inferior-medio

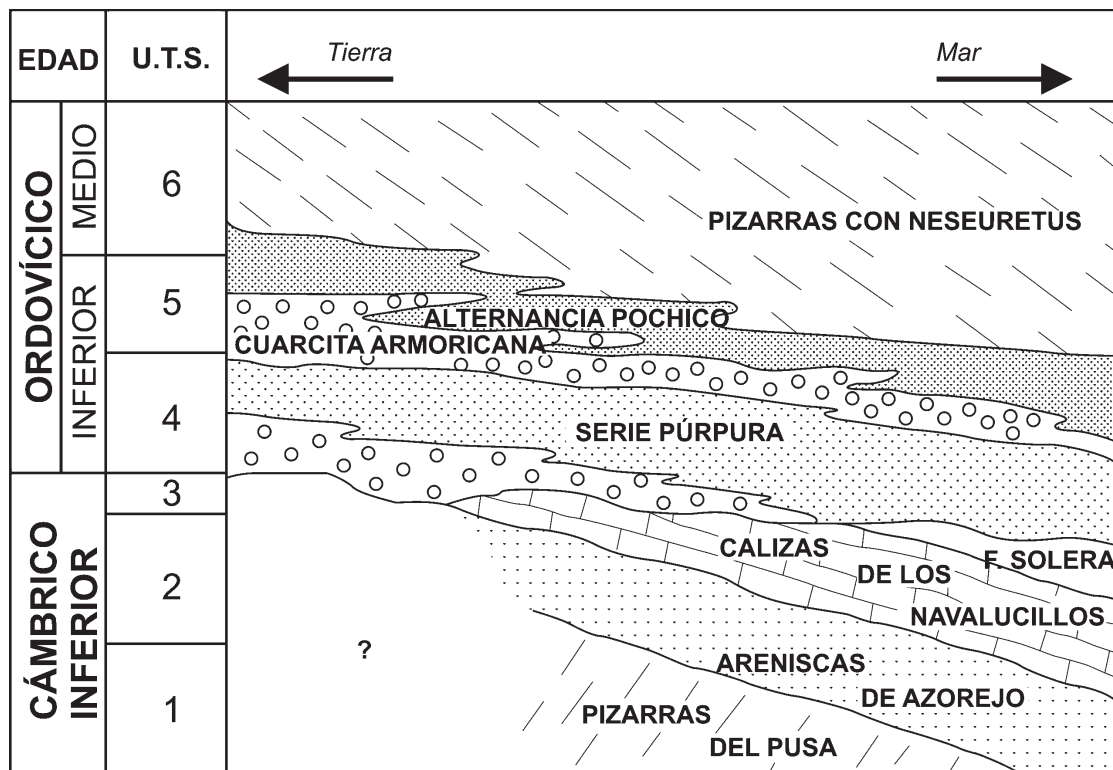


Fig. 2.7 . Esquema simplificado de la plataforma durante el Cámbrico Inf. Ordovícico Med. en el área de LOS NAVALMORALES-NAVAHERMOSA-MORA.

- Formación Solera (17)

Corresponden a floculación y decantación de arcillas en un ambiente marino profundo, alejado de la costa. Entre ellos se intercalan capas turbidíticas de arena y capas delgadas de grano fino representantes de turbiditas diluidas.

- Serie Purpura (18)

Aunque los afloramientos muestran profundas modificaciones por la intrusión granítica, puede detectarse un ambiente marino (?) somero de plataforma dominada por la acción del oleaje, que puede incluir intercalaciones de materiales groseros de génesis incierta.

- Facies armoricana (19)

Se depositó como resultado de la migración de barras arenosas en una plataforma siliciclástica marina somera. Probablemente el agente de transporte eran corrientes generadas por las mareas.

Las facies heterolíticas separan los episodios cuarcíticos y se formaron por la acción del oleaje de tormentas en áreas de la plataforma no colonizadas directamente por las barras arenosas sino marginales a ellas. Por ello corresponderían a depósitos de zonas de interbarra.

Las direcciones dominantes de corriente son: E-O y NE-SO según los puntos, lo cual puede indicar una paleogeografía en la cual la plataforma sometida a la acción de las mareas podría orientarse de noroeste a sureste, es decir, más o menos perpendicular a la orientación supuesta de la plataforma y la costa, que se emplazaría al sur. Las corrientes de marea tenderían a mover masas de agua en dirección transversal a la amplia plataforma y los trenes de olas entrarían paralelamente a ella, produciendo ripples de oscilación de crestas orientadas NO-SE.

- Alternancia Pochico (20)

Son materiales depositados en una plataforma marina somera sometida a la acción del oleaje. En los períodos de buen tiempo, o cuando las tempestades son menos violentas, el oleaje afecta muy poco o nada a los depósitos lutíticos del fondo.

En estas plataformas se diferencian campos de megaripples que migraban activamente y que, vistos a mayor escala, debían formar complejos de barras o bajos arenosos de plataforma. Estos campos están separados por amplias zonas de plataforma marina somera, lutítica, con aportes arenosos movidos por el oleaje de tormentas del tipo de las resacas de tormenta (storm surge ebb). Pueden estar bioturbadas por *Skolithos*.

La paleogeografía de la plataforma parece ser relativamente parecida a la heredada de la Cuarcita Armoricana y se extendía de noroeste a sureste con el continente situado al sur. Las tormentas que inducían los oleajes que gobernaban el depósito en esas zonas llegaban desde el norte o noreste y afectaban profundamente los depósitos de la plataforma. Las direcciones de corriente y las orientaciones de las crestas de los ripples y megaripples apoyan esta reconstrucción.

- Pizarras con Neseuretus. (No aflorante en la Hoja)

Parecen corresponder a un depósito de mar abierto, relativamente (¿o muy?) profundo, con fondo anóxico, donde se conservaba la materia orgánica y se formaban concreciones pirito-sas de pequeño tamaño. Las capas de arenisca corresponden a depósitos de turbiditas de pla-taforma (?) en la transición de los ambientes de plataforma de las alternancias infrayacentes a los profundos de la unidad pizarrosa.

2.4. CRETÁCICO SUPERIOR - PALEÓGENO

2.4.1. Areniscas y conglomerados (21)

A) Unidad Detrítica inferior

Constituye los depósitos más antiguos de relleno de la Fosa del Tajo dentro de la hoja. Sus afloramientos se distribuyen en un área próxima a Santa Ana de Pusa en contacto discordan-te con las rocas del zócalo.

Son sedimentos detríticos de tipo "Debris flow". Se organizan en secuencias granodecrecien-tes que comienzan con conglomerados, y acaban en arenas, arenas arcillosas o arcillas, o bien presentando aspecto masivo.

Los conglomerados son matriz soportados, con cantos de cuarcita redondeados, de diáme-tro medio comprendido entre 2 y 10 cm; y matriz unas veces predominantemente arenosa y otras arcillosa, pero siempre poco seleccionada (mezcla de diferentes granulometrías). En los niveles arenosos los granos son fundamentalmente de cuarzo (escasos o nulos feldespatos); y no presentan selección (mezcla desordenada de arena fina a muy gruesa, con algo de matriz arcillosa). Los niveles arcillosos son de mineralogía atapulgítica (más acusada en los tra-mos basales), y, en menor proporción, illítica y esmectítica (más abundantes hacia techo).

La morfología de los cuerpos sedimentarios que constituyen cada secuencia es tabular; con potencia comprendidas entre 2 y 5 m.

La potencia máxima aflorante es del orden de 40 m, pues los afloramientos son de peque-ñas dimensiones.

Desde el punto de vista tectónico los materiales presentan una inclinación al Norte entre 5 y 10°.

En estos materiales no se han encontrado yacimientos de fauna para datarlos, sin embargo se les ha atribuido la edad de Cretácico superior - Paleogeno, debido a la existencia de mate-riales en facies y posición similares en todo el borde norte de los Montes de Toledo, hojas 654, 656 y 658, y en otras muy próximas situadas al este 632, 607 con edad Maastrichtiense

- Eoceno medio.

2.5. NEÓGENO

2.5.1. Arcosas (23). Conglomerados y limos rojos (22). Mioceno

Constituye, a excepción de "La Raña", la totalidad de los materiales Neógenos de relleno de la Fosa del Tajo, dentro de la hoja. Se denomina "Superior" por utilizar una nomenclatura homogénea con la vecina hoja de Gálvez (656), realizada para el plan MAGNA en el mismo proyecto que la presente; y en la que existen unos materiales de relleno infrayacentes, a los que se ha denominado "Unidad Detrítica inferior".

Sus afloramientos ocupan el tercio septentrional de la hoja, situándose mediante una discordancia (en puntos por contacto mecánico-fallas normales-) sobre las rocas del zócalo hercínico o sobre materiales paleógenos. Este contacto es el límite meridional de la cubeta tectónica del Tajo; y, dado su carácter de discordancia, presenta un trazado irregular de dirección media Este-Oeste, con materiales terciarios desarrollados hacia el Sur.

Se trata de depósitos de carácter continental fluvial, estructurados en facies yuxtapuestas en la dirección Este-Oeste; con sentido de progradación distal hacia el Oeste. Las facies más proximales son de abanicos aluviales y no llegan a aflorar dentro de la presente hoja. Lo hacen en la de Gálvez, donde han sido definidas.

Los 3/4 orientales del afloramiento de la unidad en la hoja están constituidos por depósitos mixtos de abanicos aluviales y fluviales con cauces de morfología trenzada (facies mixta). El cuarto más occidental lo forman sedimentos fluviales con red de drenaje jerarquizada (facies fluvial jerarquizada).

- Facies Mixta

Se trata de un conjunto de sedimentos detríticos, que abarcan todo el espectro de granulometrías (desde arcillas a conglomerados), y que se organizan en secuencias granodecrecientes. Cada una de estas secuencias configuran unidades estratigráficas tabulares; con dimensiones regulares en la horizontal (del orden máximo de varios centenares de metros), y potencias variables entre 3 y 15 m (media de 5).

Los niveles de conglomerados sólo se presentan en los tramos basales de la unidad, dominando en los tramos medios y superiores las litologías finas.

Los conglomerados son, indistintamente canto o matriz soportados (fluviales o de abanico aluvial -flujo de derrubios). Los cantos son de cuarcita y cuarzo, subredondeados; y la matriz areno arcillosa. Presenta en ocasiones cemento carbonatado de origen diagenético.

Las arenas son de naturaleza arcósica y se presentan a menudo bien seleccionadas.

Las arcillas presentan una mineralogía dominante illítica-esmectítica. En los tramos basales de la unidad hay niveles con arcillas atapulgíticas.

Es de destacar la presencia de un nivel de base, formado por arenas y gravas cuarzosas, subredondeadas con matriz atapulgítica. Son materiales sin estructuras internas, con marca-

da heterometría de cantos, y distribución caótica de los mismos. Los cantos normalmente flotan en matriz arenosa y/o arcillosa. Se trata de depósitos de abanicos aluviales, que constituyeron la primera manifestación sedimentaria de la cuenca en el sector; y que se alimentaban de un perfil de alteración de las rocas de la fuente (principalmente granitoides). Este perfil de alteración se desarrollaría durante la etapa previa a la individualización tectónica de la cuenca en la que se depositó la unidad; y el resultado del mismo debió ser la transformación de los feldespatos en arcillas (caolín y atalpulgita).

Este nivel basal está presente en la práctica totalidad del afloramiento de la discordancia basal de la unidad (casi todo el límite Sur de la misma).

Conforme se asciende en la columna estratigráfica los niveles de carácter "flujo de derrubios" son cada vez menos frecuentes; apareciendo materiales de facies detríticas finas (arenas y arcillas), bien seleccionadas, con estructuras fluviales de tipo ríos trenzados (relleno de paleocanales de gran anchura y poca potencia, estratificaciones y laminaciones cruzadas planas de bajo ángulo, en artesa, ausencia de facies de llanura de inundación, hiladas de cantos). Además de hacia techo de la unidad, estas facies son dominantes hacia los afloramientos occidentales de la misma.

La columna 2 de la figura 1 es representativa de la sucesión de materiales de la unidad. Aparte de ella corresponden a estas facies mixtas las columnas I, II, III, IV, V, VI, VII y VIII que se acompañan en la documentación complementaria de la hoja.

El ambiente en que se depositaron estos materiales sería el de un medio mixto entre abanicos aluviales (dominante en los primeros momentos de la sedimentación y en las áreas orientales); y fluvial con cauces de morfología trenzada (evolución lateral y en el tiempo del medio anterior).

En sentido proximal de la unidad (al Este), y dentro de la vecina hoja de GÁLVEZ, se produce un cambio de facies a materiales de abanicos aluviales (flujos de derrubios), que el enraizamiento de la misma. La columna 1 de la figura 1 es representativa de estos materiales (es una de las columnas de la documentación complementaria de la hoja de GÁLVEZ).

Desde el punto de vista tectónico estos materiales han sufrido una escasa deformación. En todos los puntos conservan la estructura original horizontal; y no existen discordancias internas. Los únicos accidentes que les afectan son fallas normales que delimitan bloques hundidos al Norte, y los ponen en contacto con las rocas del zócalo hercínico, y con bloques con menos potencia de materiales de la unidad (levantados), al Sur, (Cauce del río Cedena, al Norte de Villarejo de Montalbán; y falla de la Casa de Alamedas, entre los ríos Gébal y Sangrera, en el extremo occidental de la hoja).

La potencia de la unidad se puede establecer en el borde Sur de la misma, por encontrarse horizontal y aflorar la discordancia del muro. Es del orden de 150 m. Es muy probable que hacia el Norte la cubeta tectónica sea más profunda (fallas escalonadas), y, consecuentemente, exista mayor potencia de materiales de relleno.

Por lo que respecta a la potencia total de la Facies, y a la de cada una de las secuencias; es de destacar el que coinciden en líneas generales con las respectivas de las facies proximales

(abanicos aluviales en la hoja de Gálvez), y distales (fluvial con cauces jerarquizados en el extremo Occidental de la hoja y en la vecina de El Puente del Arzobispo). Este hecho es consecuencia de la homogeneidad de la unidad en su conjunto, en lo que respecta a mecanismo de depósito; y su distribución en el espacio y en el tiempo.

La disposición de cada secuencia sería la respuesta a pulsaciones tectónicas en las áreas de borde de cuenca. Estas pulsaciones originarían una intensificación de la actividad erosiva, y el depósito de unidades granodecrecientes yuxtapuestas e isocronas (de flujo de derrubios en las zonas proximales; mixtas de éstos y fluviales trenzados en las áreas de la facies que nos ocupa; y fluviales con un sistema de cauces jerarquizados en las posiciones más distales).

La edad de estos materiales no se ha podido establecer de forma precisa por no haberse encontrado yacimientos paleontológicos en ellos. El hecho de no estar afectados por tectónica (cuando existen depósitos de atribución terciaria, infrayacentes, y afectados por una tectónica considerable. -Probablemente la respuesta a la fase principal Alpina-); y de situarse bajo las Rañas, de atribución Pliocuaternaria; hace que los asignemos, con las reservas oportunas, al Mioceno Superior.

- Facies con Caudes Jerarquizados

Se trata de los materiales que afloran en el cuarto occidental de la hoja, y que representan la evolución lateral (hacia sentido distal) de la Facies anterior. Aunque está bien representada dentro de la hoja, presenta afloramientos excepcionales en el sector Oriental de la vecina de "El Puente del Arzobispo".

Está formada por un conjunto homogéneo de sedimentos de llanura de inundación (arcillas y limos rojos y amarillentos), en los que se insertan, a lo largo de toda la potencia, paleocanales con sentido de flujo bastante constante, de Este a Oeste.

Los materiales de llanura de inundación son masivos, no presentan estructuras internas (sólo una incipiente laminación paralela, en casos aislados), y constituyen la mayor parte del volumen de depósitos.

Los canales están rellenos en su base por conglomerados cantosoportados con cantos de cuarcita redondeados de diámetro medio de 5-10 cm y máximo de varios decímetros. La matriz de éstos conglomerados es el mismo sedimento de la llanura de inundación. La secuencia de relleno es granodecreciente disminuyendo a techo el tamaño y porcentaje de cantos, hasta llegar de forma gradual a limo y arcillas como las de la llanura de inundación.

La columna 3 de la figura 1 es representativa de esta Facies dentro de la hoja, y se ha levantado en un corte de excepcional exposición. Pertenecer también a esta facies la columna X de la documentación complementaria de la hoja. En la vecina hoja de El Puente del Arzobispo, a 5-8 km al Oeste del límite de Los Navalmorales, existe un corte excelente de estos materiales, en el talud del nuevo trazado de la carretera que une Talavera de la Reina con Herrera del Duque. (Es un corte que muestra más de un centenar de metros de potencia, y una anchura de afloramiento de varios km.).

La morfología de los canales es encajada (concavidad acentuada en su contacto de muro, acompañada de extratificaciones cruzadas de medio a gran ángulo). Las dimensiones medias dentro de la hoja son de 20-30 m. de anchura y 3-8 de potencia. La dirección es muy constante, aproximadamente Este-Oeste, con sentido al Oeste. Unos kilómetros al Oeste, en el corte de la hoja de El Puente del Arzobispo, se conserva la misma dirección, y los paleocanales son de hasta 100 m. de anchura y potencias similares. Se observa en este corte que la migración intercanales en el tiempo está acompañada invariablemente de un desplazamiento de los mismos hacia el Sur. Dentro de cada uno de los canales existentes, y también de forma casi invariable, existen estructuras de migración lateral hacia el Norte. Este hecho puede explicar el mecanismo de pulsaciones tectónicas que originó la sucesión de secuencias en las facies proximales y medias, y la migración de canales en el tiempo de estas facies distales. Se trataría de elevaciones de las áreas fuente (hundimientos relativos de la cuenca) mediante activación de carácter normal de las fallas de borde. Cada uno de estos pulsos originaría un ligero basculamiento de los materiales de relleno hacia la falla que lo origina (Sur); y la migración subsiguiente del nuevo canal en este sentido. La relajación tectónica posterior y el proceso de colmatación de la cuenca y de los canales originaría la migración hacia el Norte de cada uno de ellos.

La discordancia que pone en contacto esta facies con las rocas del zócalo hercínico, sólo se observa en el bloque Sur (levantado), de la falla de la Casa de las Alamedas. Por tanto sólo en este bloque se puede conocer la potencia real de la unidad, que es de 70 m. en el punto máximo. En el bloque situado al Sur de la falla la potencia mínima es del orden de 150 m.

Desde el punto de vista tectónico los materiales tienen el mismo comportamiento que los de las facies intermedias. Respecto a su edad sólo podemos considerar los mismos datos que en aquel caso; por lo que lo atribuimos al Mioceno Superior.

2.5.2. Bolos y gravas cuarcíticas (Rañas). (24) Plioceno

Se trata de un depósito de morfología laminar, que ocupó la mayor parte de la superficie de la hoja, y que presenta en la actualidad aún una gran extensión. Por contraposición a esta gran extensión superficial, su potencia es en todos los casos inferior a 2-3 m.

Litológicamente es un aglomerado de cantos de cuarcita subredondeados y perfectamente pulidos, con una gran heterometría de grano en todos los puntos (desde unos centímetros hasta 70-80) en unos casos los cantos flotan en la matriz, mientras que en otros el conglomerado es cantosoportado. Presentan a menudo pátinas de rubefacción y, a veces, costras de carbonatos. La matriz es predominantemente arcillosa (en puntos arenosa); y de un característico color rojo.

Es una unidad con expresión morfológica y describe un perfecto plano, con pendiente media del 0,3% hacia el Norte. Se superpone de forma indistinta sobre los granitos y migmatitas del zócalo, y sobre materiales de relleno de la cuenca.

Parece evidente que su depósito se produjo una vez colmatada la cuenca sedimentaria miocena, en el momento en que se produjo el cambio entre cuenca de sedimentación y cuenca de erosión. El medio sedimentario que la originó debió ser una gran llanura en la que no exis-

tía red de drenaje y por la que circulaba el agua de escorrentía superficial en forma de arroyada en manto. Debían ser aguas muy limpias (sin apenas arcilla y arena en suspensión y tracción), que arrastraban lentamente, puliendo y redondeando, los únicos cantos erosionables del entorno (los de los relieves paleozoicos de Cuarcita Armoricana). Este medio sedimentario sería el equivalente a una gran terraza: La primera del sistema de terrazas del Tajo actual.

Por lo que respecta a su edad, no ha sido datada en ningún punto. Se atribuye al tránsito Plioceno-Cuaternario.

2.6. CUATERNARIO

2.6.1. Pleistoceno

2.6.1.1. *Gravas cuarcíticas (25), gravas y arenas (27) Terrazas*

Se reconocen hasta siete niveles de aterrazamiento, asociados a los ríos Sangrera, Pusa y Cedená. Están compuestos por 2-4 m de gravas cuarcíticas con matriz limoarenosa. Los cantos presentan envueltas micríticas. Son comunes los niveles arenosos laminados. A techo los depósitos presentan acumulaciones de limos más o menos compactados y con cierta laminación. Las terrazas altas T6-T7 (25) muestran un menor contenido en arenas y limos, mayor compactación y mayor potencia que los depósitos de las terrazas medias y bajas T2-T5 (27).

2.6.1.2. *Cantos cuarcíticos y arenas (26 y 28). Glacis*

Se distinguen hasta ocho niveles de glacis cuaternarios, agrupados en niveles altos (G6-G8, 26) y niveles medios y bajos (G2-G5, 28). Todos ellos se encajan en las rañas y presentan caracteres litológicos muy similares a ellas, aunque con menor potencia (2-3 m) y menor cementación. La edad de los depósitos de glacis y terrazas se ha establecido por correlación altimétrica con otros niveles similares, datados paleontológicamente por ALFÉREZ (1977) en los alrededores de Toledo.

2.6.1.3. *Limos con cantos (29). Aluvial*

Los rellenos aluviales aparecen bien representados en la mitad meridional de la hoja. También constituyen la terraza reciente de los ríos Sangrera, Pusa y Cedená. La potencia de sus depósitos es variable, aunque siempre inferior a 2 m. Están formados por limos laminados y arenas con esporádicas hiladas de cantos de cuarcita, pizarra, granito, etc.

2.6.2. Holoceno

2.6.2.1. *Limos (30). Llanura de inundación*

Constituyen acumulaciones de limos masivos desarrollados en los fondos de los valles de los ríos Sangrera y Pusa. Presentan potencias inferiores a 2 m y están formados por limos de decantación recientes y subactuales, depositados durante los episodios de avenidas.

2.6.2.2. *Cantos y arenas (31). Conos de deyección*

Aparecen esporádicamente en las márgenes de los valles principales y están formados por 1-2 m de cantos angulosos de cuarcita en una matriz limoarenosa ocre. Presentan un escaso desarrollo.

2.6.2.3. *Brechas y cantos con arenas y limos (32). Coluviones*

Los coluviones presentan un débil desarrollo en la hoja. Al pié de las Sierras de Santo-Nevada aparecen acumulaciones métricas de cantos cuarcíticos angulosos en una matriz arenoarcillosa ocre. No presentan ordenación. En el resto de la hoja constituyen débiles recubrimientos de arenas y cantos subangulosos desorganizados.

2.6.2.4. *Arenas y limos (33). Alteritas*

Se han incluido en este apartado unos recubrimientos de arenas y limos de alteración correspondientes a Lehm granítico. Aparecen especialmente desarrollados en el extremo oriental de la hoja. Su potencia es muy irregular, no sobrepasando en general los 4 m. En cuanto a su edad, pensamos que han podido generarse en tiempos relativamente recientes, aunque el comienzo de los procesos de alteración recientes podría remontarse al Pleistoceno inferior o incluso antes.

3. TECTÓNICA Y NEOTECTÓNICA

3.1. INTRODUCCIÓN

La estructura existente es el reflejo de la Orogenía Hercínica y sobre todo de la primera fase de deformación.

Son diversos los estudios realizados en los Montes de Toledo, en donde se pone de manifiesto la evolución estructural tanto a nivel puntual como regional.

Dentro de ellos, caben reseñarse los trabajos de APARICIO (1971), MORENO (1977), VEGAS *et al* (1979), LEON *et al* (1981), MONTESERÍN (1981), NOZAL MARTÍN (1981, 1982 Y 1986); JULIVERT *et al* (1983), MORENO *et al* (1985), MARTÍN SERRANO (1986) y VÁZQUEZ *et al*, (1988), en donde se exponen ampliamente la deformación prehercínica y hercínica representada ambas por diversas fases y con mayor o menor incidencia según el área.

Para esta Hoja se ha reconocido una deformación prehercínica, tal como queda reseñada cartográficamente, entre materiales del Cámbrico Inferior y del Ordovícico Inferior.

Con relación a la deformación Hercínica, se localizan dos fases principales, a las que le sigue la intrusión de las rocas ígneas del área que produce metamorfismo de contacto. Los movimientos tardihercínicos se encuentran presentes por fracturas y pliegues de amplio radio.

Por último todo el conjunto se ve sujeto a las reactivaciones producidas por la Orogenía Alpina.

3.2. DEFOMARCIÓN PREHERCÍNICA

Previo a la deformación Hercínica, tiene lugar en esta Hoja una deformación que corresponde a la denominada Fase Sardica puesta de manifiesto por la presencia de una discordancia cartográfica entre los sedimentos del Cámbrico Inferior y los del Ordovícico Inferior, representados en esta Hoja por la Formación Solera y la Serie Púrpura, respectivamente.

Esta discontinuidad se manifiesta como una discordancia angular y cartográfica, aunque lo más frecuente es el marcado paralelismo entre ambas formaciones infra y suprayacentes, con dirección y buzamiento de capas similares, que dificultan su visión. La presencia en ciertos puntos de los tramos basales microconglomeráticos de la Serie Púrpura, pone de manifiesto el desmantelamiento de los niveles cuarcíticos y areniscosos de las Areniscas del Azorejo, en áreas próximas.

La Fase Sardica en este área debe de manifestarse simplemente por un basculamiento, ya que las lineaciones de intersección (L1) y los ejes de los pliegues de Fase 1 hercínica, se encuentran en toda la serie del Cámbrico Inferior subhorizontales y solo se han visto inclinados ligeramente en puntos aislados, a causa de las deformaciones tardías hercínicas.

3.3. DEFORMACIÓN HERCÍNICA

Una vez culminada la Fase Sardica, tiene lugar la sedimentación del resto del paleozoico, del que solamente queda presente en la Hoja, el Ordovícico Inferior y parte del Medio.

Con posterioridad a dicha sedimentación tiene lugar la Orogenía Hercínica que se manifiesta en sucesivas fases y va acompañada de metamorfismo regional. Posteriormente se producen intrusiones graníticas, que originan metamorfismo de contacto y seguidamente los últimos eventos hercínicos que deforman a todo el conjunto paleozoico y a las rocas ígneas.

3.3.1. Primera Fase (F₁)

La primera fase de deformación hercínica origina pliegues que llevan asociada una esquistosidad de plano axial S1, de tipo "slaty cleavage".

Pliegues

Los relieves paleozoicos existentes forman, parte del flanco sur del anticlinorio de Sonseca-Navahermosa, en sus últimos afloramientos por el área occidental, que ve ocupado su núcleo por rocas graníticas, semiocultas, por los sedimentos terciarios y cuaternarios de la Cuenca del Tajo.

Son varias las macroestructuras existentes en la Hoja, pero o bien se encuentran parcialmente tapadas por sedimentos recientes (Anticlinal del N de La Fresneda) o bien aparece fracturados prácticamente a lo largo de toda su traza (Sinclinal de Los Navalucillos).

Con relación al primero aparece a 2,5 km al N de La Fresneda y afecta a sedimentos del Cámbrico Inferior (Areniscas de Azorejo y Calizas de Los Navalucillos). La alineación de su traza es N 85° E, con un recorrido superficial de 2 km, aunque tiene su prolongación por el O en la Hoja nº 654 (15-26) Puente del Arzobispo. Se trata de un pliegue abierto, con buzamientos en ambos flancos de 30 a 45° y que por sus características regionales en pliegues

semejantes, tendría una longitud de onda teórica de 3 a 5 km y una amplitud en torno a 0,5-1 km.

En el área de Los Navalmorales, se inicia una alineación hacia el SE, con dirección NO-SE, que llega al borde de la Hoja. Este relieve constituye el flanco NE de una estructura sinclinal que existió en la zona, para posteriormente sufrir un cabalgamiento previo a la Fase 2, que discurre con dirección subparalela a su traza y que pone en contacto a sedimentos del Cámbrico Inferior (Formación Solera) con los del Ordovícico Inferior-Medio (Alternancia Pochico).

Las deformaciones tardías le afectan trastocando, con fallas senestras de dirección NE-SO, los restos de dicho flanco.

A lo largo de dicha alineación se observan tres zonas en donde quedan evidencias de este sinclinal. La primera de ellas, corresponde al cerro Gorra, a unos 500 m al O de Los Navalmorales, en donde, tanto en materiales cámbricos como ordovícicos, se aprecia el giro de las capas por la zona de charnela con buzamientos inferiores a los 50°. En los otros dos puntos, que corresponden a la Ermita y elevaciones al SE del Cortijo de Las Pistolas, se observa también los cierres del sinclinal en sedimentos cámbricos y ordovícicos con buzamientos mucho más suaves tanto para el N como el S. Este sinclinal tendría una longitud de traza de unos 8 km y suponemos que sería de amplio radio y plano axial buzando al S.

Entre esta alineación y Los Navalmorales, aparecen unos resaltes (Cerro de Las Colmenillas-Conejo) que deben de constituir el núcleo de otro sinclinal fallado por su traza axial, pero que no presenta un salto aparente apreciable y debe de corresponder a una fractura normal. Sus niveles se encuentra en cuarcita armoricana y sus flancos presentan buzamientos próximos a los 50°. Prácticamente esta recubierto por sedimentos recientes y su amplitud se estima en torno a 1,5 km.

En general, podemos decir, que los pliegues son poco apretados, abiertos, con flancos que forman entre 90-120°, con sinclinales suaves y anticlinales más estrechos en el área SE y vergencia N poco acusada.

Presentan geometría variable condicionada por el tipo de litologías de los tramos afectados. Cuando los niveles son alternancias de pizarras y areniscas y cuarcitas o calizas se producen pliegues isopacos de la clase 1B y 1C de RAMSAY (1967), en los niveles competentes.

En los tramos pizarrosos, que presentan estiramientos en sus flancos y engrosamiento en las charnelas, se generan pliegues de la clase 3, próximos a la 2 de RAMSAY (1967).

Esquistosidad

La primera fase de deformación origina una esquistosidad S_1 asociada a los pliegues, que es subparalela a su plano axial y que afecta en mayor o menor medida a todos los metasedimentos del área.

Para las rocas pelíticas la esquistosidad S_1 es del tipo "slaty-cleavage", característica de rocas con bajo grado de metamorfismo.

En las rocas grauváquicas, areniscosas y cuarcíticas, se desarrolla una esquistosidad grosera ("rough cleavage"). También se observa una esquistosidad espaciada en niveles competentes, así como refracción entre capas de distinta litología.

En los conglomerados se observa una deformación en los cantos que disponen su eje mayor según el plano de esquistosidad S_1 .

Al microscopio aparece una orientación de los filosilicatos en las muestras pelíticas, en tanto que para las rocas de grano grueso lo más frecuente es que sólo aparezca de una forma aislada alguna sericita orientada o algún grano deformado.

En la Figura nº 3,1 se observa la proyección polar de las medidas de esquistosidad S_1 tomadas en la Hoja y representadas sobre una falsilla de Schmidt (Hemiferio Inferior). Como se puede ver aparece un máximo de dirección N 134°

E y buzamiento de 88° S a 90° que corresponde con la tónica regional, y también otro de dirección N 120° E y buzamiento de 50° S que representaría a las áreas que sufrieron modificaciones posteriores.

Lineaciones de intersección

La intersección entre los planos de estratificación S_0 y la esquistosidad S_1 , es la lineación L_1 , que es subparalela a los ejes de los pliegues de esta fase.

En la Figura nº 3.2. se han representado sobre una falsilla de Schmidt (Hemiferio Inferior) las proyecciones de los polos de las lineaciones de intersección L_1 medidas.

Como se puede ver, existe un máximo determinado de dirección N 142 E con buzamiento de 2° hacia el N, que corresponde con el comportamiento de materiales que carecían de deformación previa a la F_1 y que únicamente aunque a nivel puntual, se ven afectadas por deformaciones tardías, aumentando su inclinación y/o variando la dirección.

3.3.2. Segunda Fase (F_2)

La segunda fase de deformación hercínica origina pliegues, en este caso menores, que lleva asociada una esquistosidad de plano axial subhorizontal S_2 de tipo "slaty cleavage" que crenula a la esquistosidad S_1 de Fase 1.

Pliegues

En la Zona Centro-Ibérica se manifiesta una segunda fase de deformación que genera pliegues de plano axial subhorizontal que tienen su mayor desarrollo en el SO de Salamanca. En este área, DÍEZ BALDA, M.A. (1982 Y 1986), MARTÍN HERRERO, D. *et al* (1988) y DÍEZ BALDA M.A. *et al* (1990), mencionan entre Sequeros y Salamanca, la existencia de una zona de cizalla horizontal generada por esta F_2 , que deforma de una manera heterogénea a las rocas previamente deformadas por la F_1 . Citan también, que ligado a este cizallamiento se generan pliegues y una esquistosidad S_2 subhorizontal que varía con el grado de metamorfismo y aparecen foliaciones subhorizontales en las rocas graníticas del área.

Por otra parte, MORENO F. (1977) menciona en el extremo noroccidental del Macizo de las Villuercas diversos micro y mesopliegues y una esquistosidad de crenulación asociada. Este mismo autor en la Hoja n 685 (18-27) Los Yébenes, menciona que su existencia podría ser el

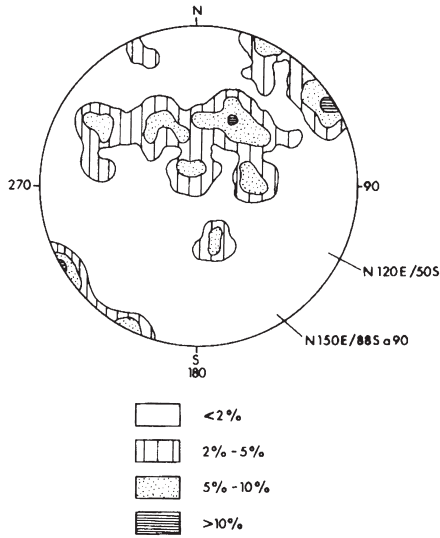


Fig. 3.1 . Proyección de polos de esquistosidad S_1 , Falsilla de Schmidt (Hemisferio interior).

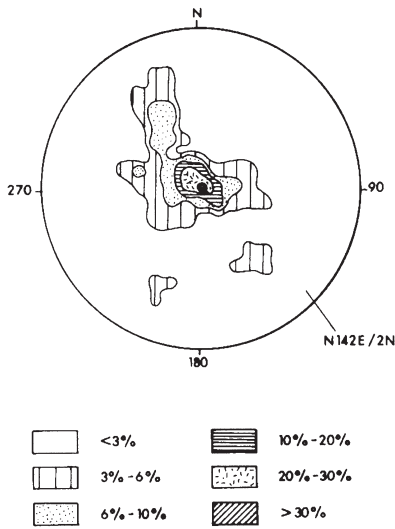


Fig. 3.2 . Proyección de polos de la lineación de intersección, $(S_0-S_1)L_1$ Falsilla de Schmidt (Hemisferio interior).

resultado del ascenso de un nivel estructural más bajo, debido a la formación de un domo o antiformal de tercera fase, lo cual habría posibilitado el afloramiento de dichas estructuras, no alcanzadas, sin embargo, por el nivel de erosión actual.

Por nuestra parte mencionar la existencia de pliegues métricos y centimétricos de plano axial subhorizontal en distintos puntos de la Hoja. A unos 500 m al N de la Fresneda aparecen, una serie de pliegues con estas características aunque su dirección general NO-SE se ve modificada por efecto de las deformaciones tardías. (Figura nº 3.3.).

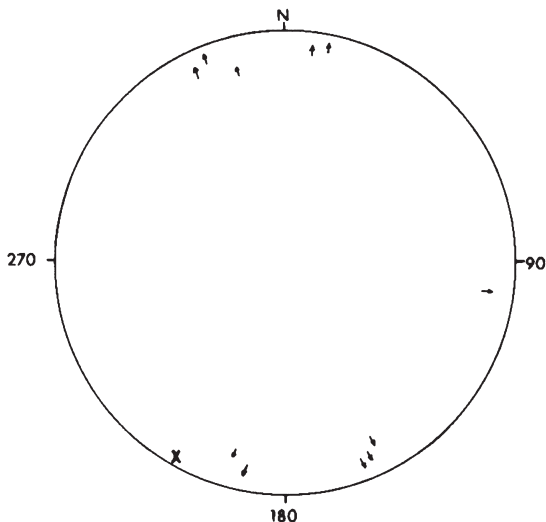


Fig. 3.3 . Proyección estereográfica de ejes de pliegues fase 1 (-) y f tardia (x).

También, siguiendo el Arroyo de Valbedillo al S de la Fresneda, se pueden ver diversos afloramientos con "kinds-bands", generados por esta fase.

Esquistosidad

Los pliegues generados por la F_2 de deformación Hercínica lleva asociada una esquistosidad S_2 de plano axial que pasa de subhorizontal a 45° , con buzamiento generalizado hacia el S.

La presencia de la esquistosidad S_2 está bien representada en toda la Hoja y se observa tanto de visu en el campo como en el microscopio, del estudio de diversas muestras.

Para el área de la Fresneda se observa, en los afloramientos situados más al S, siguiendo el arroyo de Valbelido, que la esquistosidad más penetrativa corresponde a la S_2 que con igual

dirección que la regional S_1 , la crenula y se manifiesta con buzamiento entre 30 y 40°, hacia el S. En el entorno a La Fresneda, el buzamiento disminuye hasta alcanzar los 8° también hacia el S.

Caso parecido ocurre en las proximidades a los Navalmorales en donde la esquistosidad S_2 se manifiesta con buzamientos del orden de los 40° hacia el S, en los términos pizarrosos del área de La Gorra (cota 725 m), para disminuir hacia el N, en donde disminuye hasta 20° con buzamiento S.

También de visu se aprecia, en el corte del Arroyo de los Navalucillos, al O de dicha localidad. En los términos basales (Formación del Pusa), la esquistosidad S_2 es muy penetrativa con buzamientos de orden los 40-45° S y crenula a la S_1 , visible solamente en microscopio y subparalela a la So. Esta S_2 se atenúa hacia los Navalucillos, y dentro ya de la Formación Areniscas de Azorejo, es visible solo al microscopio por una ligera crenulación de la S_1 que tiene ya buzamientos superiores a los 70°.

Al microscopio se observa en algunas láminas del área de la Fresneda, que existe dos esquistosidades. La S_1 está marcada por moscovita, en tanto que la S_2 está formada por biotitas en placas de pequeño tamaño, aunque visibles a simple vista.

En detalle, algunas de estas biotitas pueden aparecer algo desorientadas, si bien a escala de la lámina son paralelas a la S_2 . Sobre ambas esquistosidades (S_1 y S_2) se desarrolla un moteado producido por el metamorfismo de contacto, consistente en manchas o concentraciones de minerales micáceos de grano fino, moscovítico. Dentro de ellas se reconoce la S_2 marcada por restos de biotita. La S_2 es anterior al crecimiento de estos agregados micáceos de grano fino, ya que queda parcialmente obliterada por su crecimiento. La presencia de estas esquistosidades parece indicar un metamorfismo previo (regional) al crecimiento del moteado (Metamorfismo de contacto).

En otra muestra próxima al Río Pusa, al O de los Navalucillos, se observa una primera esquistosidad S_1 , que forma un ángulo de 30° con la So, que viene marcada por la moscovita y clorita-biotita verde. La S_2 es una crenulación normal a la S_1 , que da lugar a reorientación de las micas en los tramos más desarrollados.

Lineaciones de intersección

La intersección entre los tramos de estratificación So y la esquistosidad S_2 , es la lineación L_2 , que en la zona aparece también subparalela con las trazas axiales de Fase 1.

Las lineaciones L_2 observadas en distintos puntos de la Hoja, presentan direcciones comprendidas entre N 120-150° E y buzamientos entre 20° y 45°, tanto al N como al S.

3.3.3. Otras deformaciones

Pliegues

Dentro de la Hoja se han localizado varios pliegues menores abiertos, que llevan una dirección generalizada entre N 30-45° E. Mencionaremos, por su facilidad de acceso, el existente a unos 4 km de los Navalmorales, siguiendo el camino que conduce al Cortijo de los Pistolas por la ladera N de los relieves paleozoicos. Se observa allí, un pequeño pliegue métrico en los niveles carbonatados de las Calizas de los Navalucillos, que lleva una dirección de traza axial N 30° E con inclinación de 6° hacia el S.

En las trazas axiales de pliegues de Fase 1 se han observado ligeros cabeceos que inclinan sus trazas tanto al S o N. estos abombamientos corresponden a una compresión de dirección NO-SE, que originan pliegues suaves de dirección general NE-SO, similares a los pliegues métricos estudiados a nivel puntual.

En esta Hoja no se observa esquistosidad asociada a dichos pliegues.

Fracturas

Dentro de la deformación frágil, aparecen diversos sistemas de fracturas que corresponden a dos episodios diferentes: fracturas post fase 1 y fracturas tardihercínicas.

El primer grupo corresponde a fracturas inversas de dirección NO-SE a O-E, que se generan como resultado de la culminación del proceso compresivo que originan los pliegues de fase 1.

En el área de La Fresneda aparece con dirección N 100° E una falla inversa que pone en contacto a las Pizarras del Pusa con las Calizas de los Navalucillos. Su recorrido superficial en la Hoja es de 2 km, pero debe de tratarse de un gran accidente que semioculto por sedimentos recientes, continuaria por el E hacia Torrecilla de la Jara y por el O, dentro ya de la Hoja nº 654 (15-26) Puente del Arzobispo, aparece aflorante, al menos en 1,5 km.

Para el área de Los Navalmorales, la falla inversa se manifiesta con claridad según una dirección general N 120° E, que varía entre N 100-130° E según este trastocada por la fractura tardihercínica. A lo largo de esta fractura, aflorante a lo largo de 11,5 km, se observa que el Cámbrico Inferior cabalga sobre los términos superiores del Ordovícico existentes en el área.

En la localidad de los Navalmorales, aparece con claridad, en la zona O, el choque existente entre las capas que forman el cierre sinclinal que presenta direcciones N-S, NNO-ESE y NNE-SSO, contra las calizas de Los Navalucillos, situadas en el bloque S de la falla, que llevan dirección N 110-130 E. El resto de la traza de falla, hacia el SE, sigue con dirección N 110-130° E en donde los buzamientos de las capas son del orden de los 70° S, en el bloque N, y entre 35-65° S en el bloque S, no viéndose con claridad la zona de contacto.

El segundo grupo, corresponde a fracturas que se consideran originadas en los últimos episodios de la Orogenia Hercínica, y que en esta Hoja mantienen las direcciones y sentidos regionales.

Las fracturas quedan marcadas con claridad, sobre todo en aquellas zonas donde existen niveles más competentes intercalados con tramos más plásticos, por lo que las áreas ocupadas por sedimentos paleozoicos son los que permiten ver el tipo de movimiento sufrido. No sucede así con las rocas graníticas, en donde no se aprecian sus movimientos, a no ser, que se corte algún dique y permita ver el desplazamiento en ambos lados de la falla.

Dentro de los relieves paleozoicos aparece una serie de familias de fallas, que como más representativas están N 50-70° E, N 20-30° E y N 90-110° E. Las tres corresponden a fallas de desgarre senestro bien visibles en los crestones cuarcíticos (cuarcita Armoricana) con desplazamientos en la horizontal.

También aparecen, con menor incidencia, fracturas y diaclasas de dirección NO-SE, que corresponden a desgarres dextros. En conjunto constituyen un único sistema de fracturación conjugada que se formaría por la acción de una compresión (acortamiento) de dirección N-S.

Una vez finalizada la Orogenia Hercínica tienen lugar los movimientos alpinos que dan lugar a deformaciones y reactivación de las fracturas preexistentes. Por ello, las fallas hercínicas inversas y direccionales pasan a comportarse en general, como normales, estableciéndose un "basamento" fracturado en bloques levantados y hundidos sobre los que se sedimentaron los materiales más recientes que configuran los terciarios de la Zona Centro-Ibérica.

Como ejemplo de fractura tardihercínica reactivada por la Orogenia Alpina, se encuentra la falla normal existente a 6,5 km al N de la Fresneda que pone en contacto directo a las rocas ígneas del área, con los sedimentos terciario de borde de cuenca.

3.4. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LOS GRANITOIDES

Con excepción del macizo o cuerpo granítico del río Cedena, situado en la parte oriental de la Hoja, el resto de los granitoides, en general, no tienen una fábrica planar (foliación) muy marcada, presentándose sólo en zonas o puntos muy locales. La generación de estas fábricas anisótropas se puede atribuir a mecanismos ascensionales, ligados a esfuerzos externos a que son sometidos estos granitoides durante el emplazamiento. Tal vez, aunque esto no se ha podido comprobar, algunas lineaciones subhorizontales, definidas por megacrístales de feldespato potásico, estén relacionadas también con megaestructuras de Fase 3.

Los cuerpos graníticos del Río Sangrera, Río Pusa, Arroyo de la Parrilla, Arroyo de Los Navalmorales y zonas Norte y Sur del Río Cedena, presentan en algunos puntos muy locales (casa del Pilón, Oeste de Rotamoso, Torrecilla de la Jara, Sur de Santa Ana de Pusa, Norte de Los Navalmorales, SO de Villarejo de Montalbán, etc.), independientemente de sus facies, una fábrica planar (vertical o subvertical) definida por dos familias de marcadores: cristales de biotita y megacrístales de feldespato potásico (sobre todo estos últimos). Ambas definen una orientación promedio N 140-160° E, y parece ser que esta fábrica anisótropa guarda una cierta relación con la geometría de emplazamiento de estos macizos, aunque, en realidad, faltan más datos de los contactos granitos-metasedimentos, que permanecen ocultos debido al recubrimiento post-hercínico. No obstante, a la escala del conjunto de macizos, el presentarse estas foliaciones más o menos subparalelas implica un sincronismo de emplazamiento de los magmas correspondientes.

Sólamamente en el macizo del Río Géballo (zona occidental de la Hoja), además de la orientación citada en los otros macizos, los megacristales de feldespatos potásicos presentan otras direcciones, siendo las más frecuentes: E-O y N 20-35° E. En la parte Norte de este macizo aparecen los granitos cataclasitizados, ya que están relacionados con fallas y fracturas de direcciones aproximadas E-O, probablemente relacionadas con la fosa del Tajo.

En general, aunque el número de lineamientos es escaso y se han tomado pocos datos, las direcciones más frecuentes de éstos giran en torno a N 10° E, N 35° E, N 85° E y N 155° E. De este conjunto, el sistema de dirección NNE-SSO parece ser de fracturación distensiva, probablemente asociada a movimientos tardihercínicos y posteriormente reactivada en el Alpino. Suelen ser fracturas netas, frecuentemente rellenas de cuarzo, sin que produzcan movimientos relativos de importancia entre bloques.

Finalmente, señalar que, debido al extenso recubrimiento de materiales terciarios y plio-cuaternarios, es difícil y complejo hablar de polaridad magmática o de cuerpos graníticos con zonación composicional longitudinal, ya que se requiere en cada caso un análisis detallado de los distintos factores estructurales y composicionales, análisis que no se contempla en los objetivos del presente trabajo. Sólo los estudios geoquímicos (ver capítulo correspondiente) pueden expresar con más o menos simplicidad las características de las diferenciaciones magmáticas.

3.5. NEOTECTÓNICA

Varios cauces fluviales, valles y escarpes de encajamiento entre niveles aluviales presentan trazados rectilíneos, algunos de ellos coincidentes con fracturas del macizo hercínico. En general no creemos que señalen una actividad neotectónica, sino más bien un proceso de erosión diferencial.

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. FISIOGRAFÍA

La hoja se encuentra ubicada en los Montes de Toledo, en su borde septentrional. Está limitada al Norte por la llanura aluvial del Tajo; al Sur por las Sierras del Hernio y del Aceral; al Oeste por el valle del río Géballo (comarca de la Jara) y al Este por el valle del río Cédena.

Climáticamente muestra un carácter mediterráneo continentalizado, con una pluviometría media anual de unos 500 mm y una temperatura media de 15°.

Orográficamente la hoja se caracteriza por una gran planitud. La llanura desciende de Sur a Norte, desde los 700 m (sector Torrecilla de la Jara - Los Navalmorales) hasta los 550 m (San Bartolomé de las Abiertas). En el extremo SE de la hoja aparecen algunos cerros que destacan sobre el llano: Santo (825 m), Nevada (864 m) y Cerro de las Colmenillas (997 m), formando suaves alineaciones montañosas de dirección NO-SE.

La red fluvial de la hoja está representada principalmente por el río Pusa, que se encaja enérgicamente en la llanura. Surca la zona de Sur a Norte, tomando una dirección NNO-SSE hasta Santa Ana de Pusa y posteriormente una orientación NE-SO hacia el río Tajo. En sus tramos

bajos alcanza una cota de unos 440 m. Otros cursos fluviales de interés de dirección N-S, son el río Géballo, el río Sangrera y el río Cedena, todos ellos afluentes del Tajo y procedentes de las Sierras del Hernio y del Aceral.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Morfoestructura

La hoja se ubica en el borde entre la "superficie de Toledo" (VIDAL BOX, 1944), y la cuenca terciaria del Tajo. La primera consiste en una superficie poligénica labrada en rocas ígneas y metasedimentarias paleozoicas, cubierta por amplios canturrales cuarcíticos correspondientes a la raña. La segunda está representada por series detríticas, fundamentalmente arcósicas, en disposición horizontal. Las pequeñas sierras que destacan sobre la llanura al SE de la hoja corresponden a las series cuarcíticas y pizarrosas paleozoicas, que conforman estructuras monoclinales y plegadas.

4.2.1.1. *Penillanura fundamental de la Meseta*

Queda representada por una amplia llanura a unos 650 m de altura media. En ella se observa que las rocas del zócalo están afectadas por una importante alteración relicta, parcialmente desmantelada en las proximidades y fondos de los valles fluviales principales. La gran extensión de los mantos de canturreal pertenecientes a las rañas y la fuerte incisión de los cursos fluviales hacen que hoy apenas aparezcan restos de esta penillanura exhumada en la hoja.

4.2.1.2. *Sierras paleozoicas*

Las alineaciones montañosas de Santo-Nevada y de Carriño-Cerro de las Colmenillas muestran un modelado estructural bien desarrollado, en forma de cuestras, barras y hog-backs en cuarcitas, con una dirección NO-SE. Aparecen rodeadas por diversos depósitos coluvionares.

4.2.1.3. *Depresión terciaria del Tajo*

Localizada en el tercio Norte de la hoja, está caracterizada por series horizontales cuyo modelado consiste en muelas, mesas y plataformas de extensión reducida. En el extremo NW de la hoja el mayor grado de incisión de estos materiales detríticos ha llevado a la proliferación de aristas. En este sector dominan los replanos de origen fluvial y los aterrazamientos cuaternarios relacionados con los cursos fluviales principales.

4.2.1.4. *Acumulaciones de piedemonte*

Quedan representadas por diversos glaciares, pertenecientes a dos grupos principales: rañas y glaciares cuaternarios. Las primeras constituyen abanicos culminantes ocupando todo el sector central y meridional de la hoja y procedentes de las sierras del Hernio, El Aceral, Santo-Nevada y de las Colmenillas. De ellos arrancan diversos niveles de glaciares cuaternarios que se dirigen y enlazan con los niveles de terrazas de los ríos principales de la hoja.

4.2.2. Estudio del Modelado

En base a lo expuesto, distinguiremos formas de aplanamiento, formas graníticas, rañas, glaciares y terrazas, así como formas de laderas.

4.2.2.1. *Formas de aplanamiento*

En la hoja aparece una superficie extensa que constituye la "Superficie fundamental de la Meseta" (SCHWENZNER, 1937; SOLE SABARIS, 1952, etc.), parcialmente fosilizada por las rañas. Arranca de las sierras del Sur de la hoja, aunque presenta entrantes y embayments, como el del Sur de los Navalucillos (Altfläche de OBDENBUSCH, 1982, en NICOD y VAUDOUR, 1985). Esta superficie está representada por una importante alteración del basamento granítico, formada por arenas montmorilloníticas (MOLINA, 1980).

Es difícil establecer en detalle la edad de este aplanamiento generalizado. Según el modelo de PEDRAZA (1989 a y b) se trataría de una superficie grabada o Etchplain, relacionada con el ciclo arcósico de la Cuenca del Tajo, y que se elaboró a lo largo del Terciario (entre el Oligoceno y el Plioceno medio).

OBDENBUSCH (1982) y HERRERO (1988) abogan por un clima tropical húmedo para la generación de las alteritas.

Según MOLINA *et al* (1985) durante el Neógeno medio y superior el clima era de tipo árido, lo que originó el desarrollo de costras calizas generalizadas; se produjo un retroceso de los frentes de sierra, así como la elaboración de grandes inselbergs (los montes-isla) y pedimentos asociados.

PEDRAZA (1989a) también estima un origen bajo un clima no muy distinto del reciente o subactual, que favoreciera la creación de un pediment similar a los descritos en zonas áridas o semiáridas, llevando al desmantelamiento de la alterita previamente generada bajo un ambiente de sabana.

Según este autor se trataría de "pediments de sabana o lavado", según el modelo de desmantelamiento de frentes de alteración que hacen aparecer relieves profundos o "superficies grabadas".

4.2.2.2. *Formas graníticas*

Aparecen en los fondos de los valles fluviales principales (Géballo, Pusa, Sangrera y Cedena), donde la erosión fluvial ha desmantelado la alterita arenosa. Las formas aparecen en un paisaje alomado y están constituídas por tors, bolos, dorsos de ballena, piedras caballeras, pasillos de arenización, alveolos, etc.

Según PEDRAZA (1989a) la morfogénesis granítica está relacionada con la elaboración del etchplain plioceno, de modo que gran parte de las formas mayores (domos, crestas, berrocales, etc.) tienen su raíz en el ciclo de arcosas, elaborándose a lo largo del Terciario (Oligoceno a Plioceno). Los procesos deudadores actuales "degradan" la planicie previa,

mientras que al mismo tiempo están haciendo aparecer formas graníticas que, en principio, son correlacionables con algunas propias de ciclos anteriores (bornhardts y domos que aparecen en el Pleistoceno asociados al encajamiento de la red hidrográfica).

4.2.2.3. Formas de piedemonte

El nivel de piedemonte más antiguo de la hoja es la raña, procedente de las sierras del Hernio y del Aceral con una pendiente del 0,3 al 0,5%. Está constituida por 2 a 4 m de bolos y cantos rodados de cuarcita, cuarzo, pizarras, granito, etc., que fosilizan a la superficie fundamental de la Meseta (Fig. 4.1).

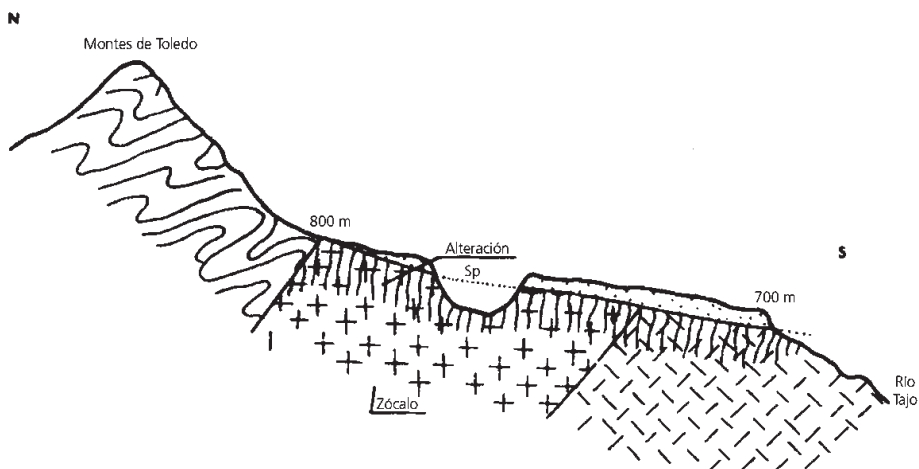


Figura 4.1. Corte esquemático del borde septentrional de los Montes de Toledo hacia el río Tajo (Molina y Blanco, 1980). Se distingue una superficie pliocena con depósitos asociados (Sp) que sella una alteración del zócalo.

Según MOLINA (1975) las rañas son sistemas de abanicos aluviales que responden al inicio de la red fluvial actual, antes de que ésta se jerarquizase. OBDENBUSCH (*op.cit.*) piensa que la raña es pre-Villafranquiense o incluso pre-Pliocena, por correlación con el Campo de Calatrava.

La abundancia de caolinita y de illita en su matriz abogarían por un clima de alteración previo; por otra parte, la presencia de calcita en la pátina de los bloques indica una evolución hacia la aridez. Según este autor, se trata de conos de acumulación coalescentes, al menos para el área de Montes de Toledo.

Para PEDRAZA (1989) corresponden al ciclo postarcósico de generación de pediments áridos. Sin embargo, según MOLINA (1975) y MARTÍN-SERRANO y MOLINA (1989) su origen podría

estar en un climal estacional no necesariamente árido. Algunos autores piensan que su emplazamiento se ha visto favorecido por movimientos tectónicos miopliocenos (AGUIRRE *et al*, 1976; MARTÍN ESCORZA, 1977; OBDENBUSCH, 1982). En cualquier caso, su edad parece aceptado que se situaría en torno al Plioceno superior (Villafranquiense).

Por otro lado, al NW de Santa Ana de Pusa aparecen dos amplios niveles de acumulación con características litológicas y morfológicas muy similares a las de la raña, pero encajados en ella más de 30 m. Son los que hemos dado en denominar niveles G8 y G7, los cuales se desarrollan ampliamente hacia Talavera de la Reina. Según OBDENBUSCH (1982) se trataría de niveles pliocenos, TR1 y TR2, posteriores a la raña pero con idénticas características que aquella. En este sentido, ESPEJO (1985) diferencia dos niveles de "raña" en el área de Guadalajara: uno antiguo cuya génesis se relacionaría con un clima cálido y húmedo (con desarrollo de ultisoles), y otro más reciente y correspondiente a un clima más seco (con suelos de tipo alfisol). Entre ambos tendría lugar un episodio tectónico durante el Villafranquiense medio.

El nivel de glacis G6 aparece también con un gran desarrollo en los valles de los ríos Sangrera, Pusa y Cedená. Este nivel podría correlacionarse con el TR3 de Talavera de la Reina, de posible edad Villafranquiense GEHDEKEMPER, 1978, OBENDUSCH, 1982.

El resto de los glacis del área se encajan en dichos niveles, ocupando las laderas de los valles principales y enlazando con los respectivos niveles de terrazas fluviales de los ríos Sangrera, Pusa y Cedená.

4.2.2.4. *Formas fluviales*

El río Pusa desarrolla un complejo sistema de terrazas escalonadas en graderío. Sus alturas con respecto al río son las siguientes.

T1:+3 m; T2:+5 m; T3:+18 m; T4:+22 m; T5:35 m; T6:+55 m; T7:+75 m; T8:+94 m. El nivel T8 corresponde a la acumulación de glacis-terrazza G8-T8, ampliamente representada hacia el Norte de la hoja (Talavera de la Reina). El mayor número de terrazas aparece en el tramo Santa Ana de Pusa-Labranza de la Médica, a ambos márgenes del río. En dicho tramo se observa una restringida divagación lateral del cauce, el cual se encaja formando un valle profundo y angosto.

Otros niveles de terraza se desarrollan en los valles de los ríos Sangrera y Cedená. En ellos el número de terrazas es menor (no más de 6 niveles) y sus alturas con respecto a los cauces son similares a las del río Pusa. En ambos casos la divagación lateral de los cauces ha sido igualmente pequeña.

El canal de estiaje actual del río Pusa está formado por barras y cuerpos de acreción de tamaño métrico.

La edad de las terrazas puede establecerse por correlación con los niveles datados al W de Toledo por ALFÉREZ (1977, 1978), representados en el cuadro adjunto. Así, el nivel T0 correspondería al Holoceno, el nivel T₁ tendría una edad Pleistoceno superior; los niveles T₂ a T₅ representarían al Mindel-Riss (Pleistoceno medio) y los niveles altos (T₆ a T₇) corresponderían al Pleistoceno inferior.

CUADRO I - CRONOESTRATIGRAFÍA

				BIOZONACIÓN DE AZZAROLI (1977)	POSIBLE CORRELACIÓN	TERRAZAS DEL TAJO AL OESTE DE TOLEDO. ALTITUD Y FAUNA		ZONAS DE MEIN	
0.2	PLEISTOCENO	SUP.			WÜRM RISS-WÜRM	ARENERO: 12-30	<i>E. caballus aff. gallicus</i>		
					RISS MINDEL-RISS	T ₁ -T' ₁ : 5-20			
		MINDEL			T ₂ : 32-45	<i>M. armeniacus</i> <i>M. intermedius</i>			
		CROMER							
1		INFERIOR	VILLAFRANQUIENSE	SUPERIOR	V.6 FARNETA V.5 IL. TASO V.4 OLIVOLA	GUNZ?	T ₃ : 50-65 T ₄ : 72-85	<i>M. meridionalis</i> <i>E. st. stenonis</i>	
1.8	PLIOCENO			MEDIO	V.3 ST. VALLIER		? T ₅ : 90-105 T ₆ : +115 T ₇ : +135 T ₈ : +160		MN 17
			INFERIOR	V.2 MONTOPOLI					
2.5				V.1 TRIVERSA					MN 16
3.4									

La correlación establecida sigue criterios altitudinales, ya que la equivalencia entre el número de niveles diferenciados por este autor y por nosotros no es exacta. Estimamos que los procesos de desdoblamiento de niveles, comunes en áreas con gran número de terrazas, han llevado a estas diferencias entre dos puntos relativamente próximos. En este sentido, PÉREZ GONZÁLEZ *et al* (1982) señalan que, en el ámbito de las cuencas terciarias de la Meseta, los tramos fluviales con gran número de niveles de terraza (más de ocho niveles) corresponden a zonas con movimientos tectónicos positivos, mientras que los tramos con número reducido de niveles (4 ó 5) corresponden a zonas con movimientos negativos. Se supone el tránsito de unas zonas a otras lleva a una diferencia en el número de terrazas diferenciables. En este caso el único criterio de correlación (aparte del paleontológico) es la altimetría de niveles, de modo que varios niveles en un punto pueden presentar alturas equiparables al rango de cotas que muestre un único nivel en otro punto.

En cuanto a las formas erosivas, en la hoja dominan las incisiones lineales de cierta intensidad. La densidad de drenaje no es muy alta, a excepción del extremo noroccidental de la zona. El patrón es de tipo dentrítico en la cuenca del Tajo y del tipo ortogonal en las zonas graníticas.

4.2.2.5. *Formas de laderas*

A excepción de los valles de los ríos Sangrera, Pusa y Cedena, el área está caracterizada por laderas suaves convexo-cóncavas, con un desarrollo modesto de depósitos coluvionares. En las sierras paleozoicas de Santo-Cuervo-Nevada aparecen discretos cantiles a partir de las formaciones cuarcíticas subverticales. Finalmente, el considerable encajamiento de los cursos fluviales citados origina laderas escarpadas con una práctica ausencia de acumulaciones de vertiente.

4.3. LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

Distinguiremos los siguientes tipos: alteritas, depósitos de piedemonte, depósitos fluviales y coluviones.

4.3.1. Alteritas

La alteración que afecta al basamento en los Montes de Toledo puede sobrepasar los 30 m. de profundidad cuando se encuentra bien conservada (MOLINA, 1980). La parte superior es un saprolito deleznable, que hacia abajo pasa progresivamente a estructuras en escamas o placas arqueadas que rodean a bolos de granito más frescos.

El estudio micromorfológico de algunos perfiles de alteración que aparecen bajo la raña en la zona de Navahermosa muestra (MOLINA, *op. cit.*) que la alteración afecta incluso a los granos de cuarzo en las zonas profundas del perfil, presentándose corroídos y perforados. Los feldespatos o han desaparecido o están sustituidos por sericita. A medida que se asciende en el perfil se observa una gran movilización de material que ha rellenado los huecos existentes entre los granos de roca original aún conservada.

Según señala dicho autor, los minerales de la arcilla son de tipo micáceo, caolínico y preferentemente montmorillonítico (ya citado por VAUDOUR, 1977). Posteriormente a la altera-

ción se ha establecido una acumulación de carbonatos, la cual puede incluso englobar a los materiales ya alterados previamente. De hecho, este carbonato podría justificar la abundancia de montmorillonita en la fracción arcillosa (o bien una dificultad de drenaje en la zona durante el Plioceno, como indica MOLINA, *op. cit.*). En cualquier caso, ambos procesos llegaron incluso hasta el Plioceno.

Esta alteración pudo producirse bajo un clima de tipo subtropical húmedo (MOLINA, 1980; MOLINA, 1985). Aunque existen controversias en cuanto a su edad, sabemos que es anterior a la instalación de las rañas, por lo que sería pre-Villafranquiense.

Durante el Cuaternario se produce una homogeneización litológica de la superficie de los pedimentos pliocenos por medio de la epigénesis carbonatada que origina costras calizas. Por otro lado, la escorrentía superficial tiende a homogeneizar la topografía. La parte superior de la costra caliza va siendo disuelta progresivamente, formándose un regolito calizo más o menos rico en arcilla y materiales del sustrato, el cual va siendo transportado lentamente. Por tanto, se produce una homogeneización litológica y topográfica tanto en sentido vertical como en la horizontal (MOLINA, 1985).

4.3.2. Depósitos de piedemonte

Las rañas de los Navalmorales presentan pendientes que oscilan entre el 0,3 y 1,5%. Los depósitos están compuestos por 2-4 m de gravas cuarcíticas redondeada, de hasta 0,5 m de diámetro, muy desordenadas, con algunas bases canaliformes. Suelen mostrar un "lag" basal. La matriz es limoarcillosa rojiza. Los cantos presentan pátinas ferruginosas y la cementación puede llegar a ser apreciable en algunos puntos. En la superficie de la raña se localizan diversos encharcamientos relacionados con procesos de compactación diferencial, lavado subsuperficial de niveles más finos, etc.

Los depósitos de glaci cuaternarios están compuestos por hasta más de 4 m de gravas y cantos cuarcíticos (localmente también calcáreos, margen oriental del valle del río Cedená), subangulosos y con una matriz limoarcillosa ocre o rojiza, según los puntos. Cuando la procedencia de los materiales se sitúa en las Sierras cuarcíticas o en los canturales de raña, su composición es totalmente similar a ésta, aunque con un menor grado de cementación. Cuando el arranque se sitúa en relieves terciarios, el contenido en gravas cuarcíticas disminuye considerablemente, aumentando la proporción en limos y arcillas ocreas. Los niveles más antiguos (G8, G7, G6) pueden presentar algunos encostramientos y envueltas micríticas, así como una mayor potencia que los niveles más modernos.

4.3.3. Depósitos fluviales

En general, de las terrazas inferiores a las superiores se observa un aumento de potencia (desde 1 hasta 4 m.), un mayor contenido en arenas con respecto a la fracción limosa, así como un mayor grado de encostramiento a techo de los niveles de gravas. Todos los niveles están compuestos mayoritariamente por gravas predominantemente cuarcíticas, con envueltas micríticas; son comunes las hiladas de arenas y limos con cierta laminación. Los tramos limosos, de hasta 2 m. de potencia, suelen formar las partes superiores de los perfiles, representando los depósitos de llanura de inundación.

Finalmente, en cuanto a los rellenos aluviales y fondos de valle, su composición es casi exclusivamente limosa, con cantos de feldespatos y arenas procedentes de las alteritas desarrolladas sobre el granito. Apenas se reconocen estructuras y su potencia no suele superar los 2 m.

4.3.4. Coluviones

Los coluviones que arrancan de la raña tienen su misma composición, alcanzando potencias de hasta casi 2 m. Su contenido en limos y arenas es mayor que en el caso de la raña, mostrando una menor cementación y una burda laminación a favor de la pendiente.

En el caso de los coluviones que arrancan de las sierras paleozoicas de Santo-Cuervo-Nevada, su composición es exclusivamente cuarcítica, a base de cantos angulosos empastados en una matriz arenoarcillosa ocre. Presentan potencias menores de 2 m y una ausencia general de estructuras, con una total desorganización.

En el resto de la hoja apenas aparecen depósitos coluvionares dignos de mención.

4.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

Dentro de la evolución geomorfológica de este sector pueden diferenciarse varias etapas.

Durante la fase de deformación tardihercínica queda constituida la "Banda milonítica de Toledo" como un accidente de primer orden que separa dos zonas con una intensidad metamórfica muy contrastada. Al final de la Orogenia Hercínica, el Macizo Ibérico se constituye como una unidad emergida, iniciándose procesos de meteorización subaérea que se prolongan hasta el final del Mesozoico, originando durante este lapso de tiempo un potente manto de alteración de tipo laterítico (DÍAZ DEL OLMO y RODRÍGUEZ VIDAL, 1989). Esta alteración post-hercínica y pre-alpina origina corazas de concentración de Fe y Mn, áreas de enriquecimiento de gibbsita y una morfología basal de alteración (MOLINA, 1985). Durante dicha etapa se generó una penillanura antigua correlativa a dicha alteración (penillanura generatriz de PEDRAZA, 1989, figura 4.2.1).

El comienzo del Terciario viene marcado por los primeros impulsos alpinos. La banda estructural de Toledo, con dirección E-W, da lugar durante el Mioceno a desnivelaciones corticales que originaron un complejo sistema de horst-graben. La elevación del bloque cristalino y el correlativo hundimiento de la Fosa del Tajo desencadenó una fuerte acción erosiva sobre el primero, que durante el Mioceno, en condiciones morfoclimáticas semiáridas, fue el área fuente de las series sedimentarias correlativas de la Depresión del Tajo hasta colmatarla (ciclo arcósico, figura 4.2.2 y 4.2.3). En este momento comienza también la morfogénesis granítica. Durante esta etapa tuvo lugar una epigénesis montmorillonítica correspondiente a condiciones de sabana con tendencia árida. Hacia el Neógeno medio y superior el clima se hace más árido, lo que origina el desarrollo de costras calizas generalizadas (y el depósito de evaporitas en las cuencas interiores de la Meseta). El resultado morfológico es el solapamiento de procesos de aplanamiento de naturaleza epigenética ("penillanura fundamental de la Meseta") y el retroceso de los frentes de sierra, dando lugar a los grandes inselbergs o montes-isla y a sus pedimentos asociados (MOLINA, 1985). La colmatación de la cuenca quedará representada por las calizas de los páramos.

Una tercera etapa (Plioceno superior) da lugar a las rañas o pediments áridos, posteriores a una posible desnivelación de los relieves de la etapa anterior (PEDRAZA, 1989) merced a las fases tectónicas Iberomanchegas. Constituirían el ciclo post-arcósico (figura 4.2.4).

La raña es representativa de un sistema de abanicos aluviales que responden a los primeros estadios de la red fluvial actual. Inicialmente, este drenaje era deficiente con acusados rasgos de hidromorfismo (MOLINA, 1980).

Durante el Cuaternario se suceden varias crisis climáticas frías, que producen varios niveles aluviales escalonados desde el Cuaternario antiguo hasta el Würm (ALFÉREZ, 1977; HERRE-RO, 1988). Dicha morfogénesis (figura 4.2.5) pudo ser posterior a una nueva e importante desnivelación tectónica. En esta etapa tiene lugar la remodelación "degradante de las planicies", con la consolidación de formas graníticas específicas a diversas escalas (PEDRAZA, 1989). Por su parte, la epigénesis carbonatada sigue actuando, aunque el encajamiento fluvial es más rápido, inhibiendo en parte su desarrollo (MOLINA, 1985).

4.5. PROCESOS ACTUALES

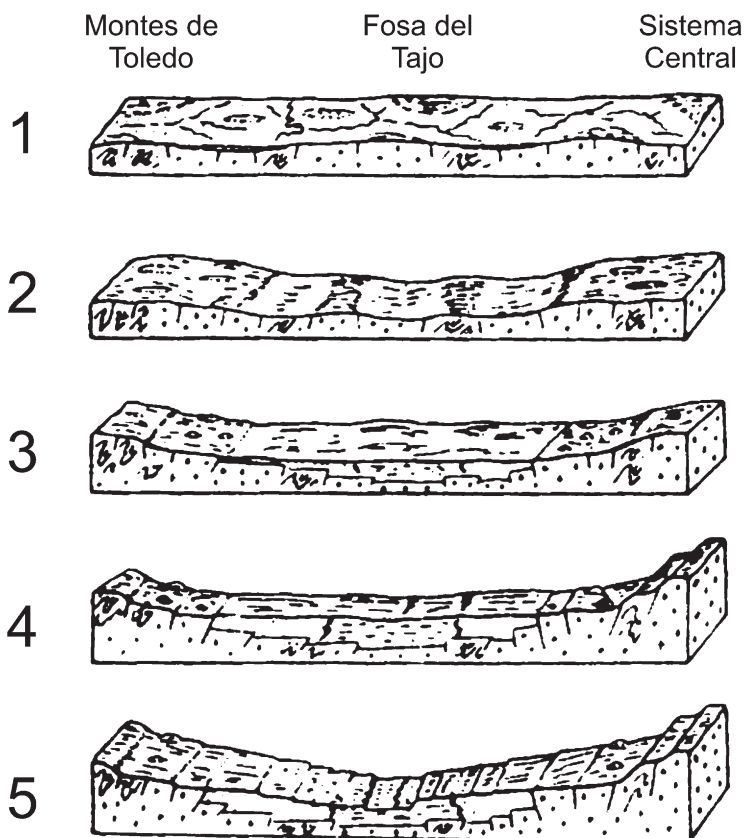
Los principales procesos actuales presentes en la hoja están relacionados con la dinámica de las aguas corrientes, incisión vertical de barrancos, zapa basal en escarpes, desplomes, regue-rización y arcavamiento son los procesos más destacados, sobre todo en la mitad septen-trional de la hoja. Estos procesos están ligados al régimen climático del área (caracterizado por una acentuada semiaridez en los meses de verano), a las altas pendientes existentes en las laderas de los valles de Sangrera, Pusa y Cedena, y al carácter lábil de los sedimentos ter-ciaros. También hay que destacar las esporádicas inundaciones de los ríos citados, que afec-tan a las terrazas T_0 , T_1 e incluso T_2 .

5. PETROLOGÍA

En esta Hoja, todos los materiales aflorantes, es decir, las unidades graníticas, metasedimen-tos paleozóicos encajantes y recubrimientos sedimentarios post-hercínicos, se encuentran atravesados por una serie de pequeños ríos y arroyos, afluentes del Tajo, que disponen sus cursos de agua de Sur a Norte. Es precisamente en el fondo y laderas de los valles formados por estos ríos donde afloran los cuerpos graníticos más importantes de la zona, con aflora-mientos discontinuos, debido al recubrimiento sedimentario: materiales terciarios, sobre todo en la mitad Norte de la Hoja, y extensas superficies de glaciis pliocuaternario o "raña", cons-tituidas por mantos de fanglomerados cuarcíticos de poco espesor y rasgos edáficos peculia-res.

5.1. ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS

La superficie aflorante de rocas graníticas, localizadas en el borde Sur de la fosa del Tajo, constituye, aproximadamente, el 27% de la Hoja. En realidad, estas rocas son como una pro-longación meridional del plutonismo granítico del Sistema Central, cuyos afloramientos han sido interrumpidos tectónicamente por la fosa del Tajo, o bien, como la prolongación occi-dental de una unidad granítica mayor (Alineación Mora-Gálvez) que se extiende hasta Navalморal de la Mata a lo largo de unos 200 km.



- 1: Fin del ciclo prearcósico-penillanura generatriz;
- 2: Ciclo arcósico, delimitación de macizos y cuencas;
- 3: Ciclo arcósico, colmatación de la cuenca fundamental, formación de pedimentos de lavado en los bordes del macizo;
- 4: Ciclo postarcósico, delimitación de *horst* y *grabens* fundamentales remodelado de los relieves de piedemonte (pediment s.s.);
- 5: Ciclo de las redes fluviales actuales (llanuras encajadas en los valles) y fin del anterior (llanuras inferiores al pediment, consolidación de los relieves de bloques);

Fig. 4.2 . Principales facies evolutivas del relieve. Esquema aproximado entre el Sistema Central y los Montes de Toledo (J. Pedraza, 1978).

La unidades graníticas están representadas por seis cuerpos aflorantes que, de Oeste a Este, se asocian a los siguientes cursos de agua: Río Gébalo, Río Sangrera, Río Pusa, Arroyo de la Parrilla, Arroyo de Los Navalmorales y Río Cedena. Estas seis unidades o macizos individualizados formarían parte de un plutonismo granítico de edad hercínica, calcoalcalino y, en su mayoría, de clara tendencia paralumínica, representado principalmente por granitos biotíticos, monzogranitos, granodioritas y granitos de dos micas, con facies más escasas de tonalitas y leucogranitos moscovíticos.

La proyección modal (QAP) de los diferentes grupos de granitoides que aparecen en esta Hoja puede verse en la Fig. 5.1.

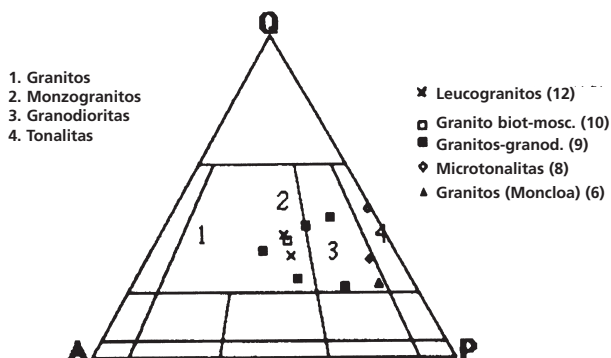


Fig. 5.1 . Proyección modal en el triángulo QAP de granitoides de la hoja de Los Navalmorales.

En cualquier caso, conviene señalar que los cuerpos o macizos graníticos que aparecen en la presente Hoja no forman una intrusión homogénea, pues en la parte oriental de la Hoja (Unidad granítica del Río Cedena), afloran granitoides más inhomogéneos, procedentes de niveles algo más profundos y sus deformaciones estarían relacionadas, probablemente, con una variación progresiva -dentro de un mismo proceso- de una etapa dúctil a una etapa frágil, o dicho de otro modo: deformaciones relacionadas a una etapa que coincide con el final del estadio magmático y el inicio del estadio post-magmático.

En conjunto, estos granitoides se han subdividido en dos grupos: granitoides sincinemáticos y granitoides tardicinemáticos.

5.1.1. Granitoides sincinemáticos

En este apartado se han distinguido algunos cuerpos de granitoides que, por haberse emplazado durante alguna de las principales fases de deformación hercínica, muestran una fábrica anisótropa (foliada), de origen tectónico, más o menos penetrativa. En este caso, la foliación del granito y del encajante son correlacionables.

Estos granitoides se emplazarían en niveles relativamente profundos (epi-mesozonales) e intruyeron en metasedimentos del paleozóico, siendo, dichos sedimentos, previamente

deformados y metamorfizados (grado bajo-medio) durante las primeras fases de la Orogenia Hercinica.

5.1.1.1. Monzogranitos, Granodioritas y/o Tonalitas, porfídicos, y deformados (Tipo Argés-Guadamur y Sotera) (5)

Se ha respetado la nomenclatura de estos granitoides (Tipo Argés-Guadamur) porque ya fueron estudiados y definidos por ANDONAEGUI y VILLASECA (1988) en la zona norte de la Hoja 657 (Sonseca).

En la presente Hoja afloran generalmente como mesoenclaves de tamaños hectométricos, aunque existe alguno mayor de un kilómetro y un gran número de ellos incartografiables. En general, estos afloramientos, sobre todo los más pequeños, presentan estructuras morfológicas alargadas, subparalelas a la dirección NO-SE y rodeados de monzogranitos y granodioritas biotíticos, con megacristales de feldespato potásico, pertenecientes a la suite tardicine-mática. Todos se encuentran en el extremo oriental de la Hoja, en la zona central de la unidad granítica del Río Cedená. Esta zona marcaría la frontera entre las rocas graníticas, al Oeste, y los migmatitas de APARICIO, A. (1971) al Este, donde el mismo autor define una transición de materiales en la que los criterios de separación son subjetivos.

En el Río Cedená, estos granitoides son de grano medio-grueso, biotíticos y muy porfídicos en general, presentando megacristales de feldespatos potásico automórficos, cuyas dimensiones varían entre 2 y 4 cm, llegando a alcanzar los 7-8 cm en algún caso.

Su composición varía entre granitos biotíticos, monzogranitos, granodioritas y tonalitas. Suelen presentar enclaves microgranudos oscuros, de composición tonalítica o granodiorítica y, ocasionalmente, algún enclave metamórfico.

Poseen una deformación con desarrollo de una foliación gneísica marcada por los constituyentes félsicos (cuarzo-feldespáticos) y por las micas (biotitas) que los rodean. Unas veces, son los primeros los principales marcadores y otras, son las biotitas orientadas las que marcan la fábrica foliada sobre un fondo leucocrático, también foliado.

Aquí no se han observado, como ocurre en la Hoja 657 (Sonseca), procesos metamórficos posteriores que den lugar a zonas migmatíticas, pues, entre otros datos, no se han detectado cordieritas posteriores a la foliación, en relación con dichos eventos metamórficos.

Petrográficamente, estos granitoides (tipo Argés-Guadamur), están constituidos principalmente por cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico. Como minerales accesorios más frecuentes se encuentran apatito, circón, opacos, clorita y sericita, siendo frecuente, en algunos afloramientos, la moscovita deutérica.

El cuarzo suele presentar cierta extinción ondulante, debido a las deformaciones tardías hercínicas.

Destacan los cristales subidiomorfos de plagioclasas milimétricas (< 6 mm) en un fondo, de menor tamaño, formado por plagioclasas xenomorfas, cuarzoes xenomorfas y placas (1-3 mm) de biotita en cristales aislados o formando agrupaciones de varios cristales. A veces, junto a las plagioclasas subidiomorfas hay cristales xenomorfas con ligera zonación.

También hay que señalar la presencia local de texturas mirmequíticas en los bordes de algunas plagioclasas que están en contacto con cristales de feldespato potásico.

Por último, subrayar que las biotitas, junto a los feldespatos y, a veces, los cuarzos, marcan una foliación sincinemática (foliación gneísica) característica de estos granitoides.

Por todo ello, estos pequeños macizos graníticos con pasos graduales a otros más heterogéneos, se pueden considerar como afloramientos individualizados con ligero carácter parautoctono.

5.1.1.2. Granitoides localmente porfídicos, de grano grueso y deformados (Tipo Moncloa) (6)

Se ha conservado esta nomenclatura (Tipo Moncloa) por aparecer los afloramientos más representativos en una finca del mismo nombre, en la Hoja 657 (Sonseca).

En la presente Hoja afloran en los dominios del grupo anterior (5), en la zona central de la unidad granítica del Río Cedena, limitada por el Cerro Zangemeño al norte y la Colonia de la Moraleja al sur. La entidad cartografiada de los afloramientos es muy semejante a los granitoides del Tipo Argés-Guadamur, es decir, meso-enclaves hectométricos orientados subparalelamente a las estructuras hercínicas.

En el Río Cedena, estos granitoides son de grano medio, localmente de grano grueso, con tonos generalmente claros (raramente grises-azulados) y más o menos porfídicos.

Los megacristales y fenocristales son de feldespato potásico, con frecuencia idiomorfos o subidomorfos, aunque en múltiples ocasiones se presentan xenomorfos. Varían de 1 a 7 cm de largo por 1 a 3 cm de ancho.

Composicionalmente varían desde granitos biotíticos y granodioritas hasta granitos y leucogranitos moscovíticos con sillimanita y cordierita.

En general, la deformación viene marcada por las micas que suelen envolver a algunos cristales de feldespato y están orientadas, definiendo una grosera foliación. No hay síntomas de rotura de granos y, en el microscopio, se ha observado con frecuencia que el cuarzo aparece formando subgranos con bordes ameboides indentados (cuarzo suturado), lo cual indica que la orientación de los componentes de estos granitoides debió producirse en condiciones de ductilidad magmática o tectonometamórfica.

Sin embargo, a medida que nos aproximamos hacia el Oeste del Río Cedena (Cortijo del Nebrillo, O de la Casa de los Pradillos, Sur del Cortijo de los Pobres, etc.), estos granitoides presentan afloramientos de grano algo más grueso, heterométrico, donde los minerales muestran los efectos de una deformación frágil, en la que se aprecia, según la petrografía, rotura de cristales (fracturas), alabeamientos de micas, maclas de plagioclasa, extinciones ondulantes, etc.; y lo que es más llamativo: las plagioclasas comienzan a presentar un zonado más o menos complejo, aunque aparentemente menos intenso que en el caso de los granitoides tardicinemáticos. Es en estos parajes donde pensamos se encuentra la zona de transición entre los granitoides sincinemáticos y los tardicinemáticos.

Se han observado escasos enclaves de surmicáceos y/o metasedimentos de tamaños centimétricos.

Al microscopio se han detectado como minerales principales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, y, en muchas ocasiones, moscovita. Como minerales accesorios presenta apatito, circón, opacos, clorita, sericita y frecuentemente, cordierita y agujas de sillimanita.

La textura es por lo general hipidiomórfica/xenomórfica foliada. El cuarzo suele presentarse xenomorfo y con débil extinción ondulante.

El feldespato potásico, de hábito xenomorfo, puede llegar a formar megacrístales de escala centimétrica. Con frecuencia, estos cristales engloban abundantes plagioclasas y biotitas. La plagioclasa generalmente es subidiomorfa y, localmente, presenta bordes mirmequíticos y evidencias de contactos reaccionales. La heterometría también se manifiesta en estos cristales.

La biotita es marrón-rojiza y de intenso pleocroismo, con inclusiones de circón (halos pleocroicos) y apatito. Son las biotitas, entre otros componentes, las que definen fundamentalmente la orientación (foliación) de la roca. Estas micas, con frecuencia, forman placas idio-subidiomorfas con ligera alteración marginal a clorita y, a veces, llevan esfenas asociadas. Localmente, también se presentan microplegadas (kink-bands).

La moscovita, cuando se presenta, lo suele hacer aislada, en placas subidiomorfas con corrosiones o asociada a biotitas alteradas a clorita. También es frecuente la presencia de cristales prismático-fibrosos de sillimanita, asociados a placas de moscovita o sobre cristales de cuarzo.

Por último, señalar que, en algunas muestras, se han observado formas pseudomorfizadas de cordierita de pequeño tamaño.

5.1.2. Granitoides tardicinemáticos

Se incluyen en este apartado el resto de los granitoides de la Hoja, es decir, aquellos cuerpos graníticos que se han emplazado en etapas tardías con posterioridad a las principales fases de deformación hercínica. Estos granitoides muestran, por lo general, fábricas isótropas, aunque, en algunos casos -que se describen más adelante- pueden presentar una cierta anisotropía, debido al desarrollo de fluidalidades magmáticas producidas por la propia dinámica de emplazamiento del magma. En estos casos, las superficies internas del granito, así como su arquitectura geométrica, serán discordantes con las superficies de esquistosidad de los materiales encajantes (granitoides tardicinemáticos).

5.1.2.1. *Granitoides inhomogéneos. Facies leucocráticas ± cordierita (7)*

En las Hojas de Gálvez (656), Sonseca (657) y Mora (658) se han estudiado una serie de granitoides asociados a rocas migmatíticas, con diferentes grados de heterogeneidad, posteriores a las principales fases de deformación hercínica y sólo afectados por las fases tardías, que se han clasificado como granitoides inhomogéneos. Se han separado varios tipos en función de su composición mineral, cuyos contactos entre sí son graduales.

En general, después de observar ciertas relaciones de intrusión, estos granitoides inhomogéneos se pueden considerar como ligeramente parautóctonos.

En la presente Hoja, los afloramientos de estos granitoides ocupan apenas 3 km₂ en el extremo oriental de la misma, limitados al norte por el Arroyo Guijo y al sur por el cerro Zangameño.

Sólo afloran las denominadas facies leucocráticas y aparecen como cuerpos de diverso tamaño, desde vénulas a masas alargadas, paralelamente a las estructuras hercínicas. Sus contactos con los demás granitoides son graduales.

En esta zona generalmente se trata de afloramientos relativamente homogéneos que no muestran bandeado (como ocurre en otras Hojas).

Composicionalmente se trata de leucogranitos, de grano fino y medio, con abundancia de cuarzo y feldespato y bajos contenidos en biotita y moscovita, lo que las confiere un notable carácter leucocrático. Como minerales accesorios aparecen además apatito, circón, sillimanita, cordierita y granate.

En general no presentan enclaves, aunque en el Arroyo Guijo, se ha observado algún que otro enclave metasedimentario.

El cuarzo suele presentar extinción ondulante, observándose recristalización del mismo en aquellas zonas donde la deformación es mayor.

El feldespato potásico es, en ocasiones, pertítico, tanto en parches (incluyendo plagioclasa) como en lamelas. Unas veces incluye gotas de cuarzo y otras, además, sillimanita prismática. También se ha visto sillimanita en pequeñas inclusiones de plagioclasa en el feldespato potásico.

La cordierita se ha observado como pseudomorfos sericíticos.

5.1.2.2. *Microgranodiorita/Microtonalita* (8)

Se han incluido en este apartado tanto afloramientos de poca entidad (irrepresentables a la escala cartográfica), como son algunos pequeños enclaves que aparecen en los macizos del Río Sangrera, Río Pusa y Arroyo de la Parrilla, como las dos masas más importantes de este tipo de rocas que aparecen: una, en el pueblo de Villarejo de Montalbán, y otra en el cerro Andaluz, al oeste del Arroyo de los Navalmorales.

El afloramiento más característico de estas rocas, situado en Villarejo de Montalbán, se presenta con forma geométrica alargada, según Norte-Sur con, aproximadamente, 2 km de largo por 0,4 km de ancho. A modo de megaenclave, se encuentra incluido en una facies de granito biotítico-moscovítico con megacristales de feldespato potásico ± cordierita ± andalucita ± sillimanita (facies que se describe en un apartado posterior). Este afloramiento está constituido por rocas oscuras, negruzcas, ligeramente heterogéneas, con texturas de grano fino y medio, y, a veces, con fenocristales pequeños y dispersos de plagioclasa.

Estas rocas, de visu, presentan una orientación mineral muy ténue, sin apenas deformación y con una débil fluidalidad, sobre todo en las zonas marginales del afloramiento, donde pueden observarse fenómenos de mezcla o hibridación con el granito porfídico biotítico-mosco-

vítico que lo rodea e intruye. En muchos puntos del contacto entre afloramientos tonalíticos y afloramientos graníticos se observan pasos graduales o difusos, lo que evidencia el carácter cogenético de ambas rocas.

Composicionalmente predominan las tonalitas con hornblenda y las tonalitas biotíticas, fundamentalmente en la facies de borde, aunque hay también granodioritas y cuarzodioritas en sus tramos centrales.

En lámina delgada, se han observado como componentes principales cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda. Como accesorios: circón, apatito, opacos, clorita, sericita, esfena y, en ocasiones, feldespato potásico. Presenta una textura granular, hipidiomórfica a panidiomórfica y, generalmente, foliada.

La roca presenta una orientación primaria de origen magmático, que se manifiesta por la disposición planar de las biotitas y la disposición orientada de los cristales prismáticos y subidiomórficos de las plagioclasas.

La plagioclasa, de tendencia idiomórfica, se suele presentar maclada y frecuentemente zonada.

El cuarzo, que es intergranular y xenomórfico, también se adapta a la disposición foliada de los demás componentes.

La biotita, máfico principal de estas rocas, presenta intenso pleocroismo e inserta frecuentes inclusiones de circón y apatito.

El anfíbol es una hornblenda verde-pálida que, en ocasiones, engloba plagioclasa. Se le ha observado en cristales individuales o en agregados policristalinos.

La esfena se ha visto en estrecha relación con el anfíbol y/o con la biotita. Probablemente tenga carácter magmático.

En cuanto a opacos, se ha podido comprobar que son más frecuentes en estas rocas que en los granitoides encajantes.

El otro afloramiento característico de estas rocas, pero de menor importancia que el anterior, es el que se encuentra en el cerro Andalúz, junto a la carretera abandonada que unía Santa Ana de Pusa con los Navalmorales. Es una especie de macroenclave que apenas ocupa 0,25 km², de grano fino y fino-medio, con fenocristales de cuarzo y plagioclasa y colores negruzcos y oscuros.

El rango composicional de este último afloramiento, debido a la cristalización póstuma del feldespato potásico (entra a formar parte de los componentes principales), es el de una macrogranodiorita. Su textura es microgranuda, de tendencia heterogranular (plagioclasa), hipidiomórfica y con feldespato potásico poikilitico.

5.1.2.3. Granitos, monzogranitos y/o granodioritas, biotíticos, con megacristales de feldespato potásico (9)

Este grupo de granitoides aflora fundamentalmente en la mitad oriental de la Hoja (Arroyo de la Parrilla, Arroyo de los Navalmorales y Río Cedena), al que se ha de incluir los afloramientos de la mitad norte del Río Sangrera, ubicados en el sector occidental.

Debido al recubrimiento de depósitos terciarios y pliocuaternarios, son pocos los puntos donde se puede observar el contacto intrusivo de estos granitoides sobre los metasedimentos paleozoicos: área situada inmediatamente al N de los Navalmorales y área al S del Río Cedena, sin olvidar algunos pequeños retazos de material ordovícico que, a modo de "roof-pendants", afloran al NO de Retamoso (zona septentrional del macizo del Río Sangrera). Todos estos metasedimentos paleozoicos confirman la existencia de metamorfismo de contacto, observándose en algunos de ellos la presencia de corneanas de alto grado (Ver detalles en otro capítulo de esta Memoria).

En este conjunto de granitoides y a la escala de trabajo, aunque es harto difícil separar unas facies de otras, se ha podido comprobar que los granitoides más occidentales (Río Sangrera, Arroyo de la Parrilla, Arroyo de los Navalmorales) están constituidos por granitos biotíticos y los más orientales (Río Cedena) por granodioritas biotíticas. Probablemente, estas facies correspondan y/o pertenezcan a los términos observados por ANDONAEGUI, P. (1990) en el "Macizo de Gálvez" y en la unidad granítica de gran extensión que denominó "Alineación de Mora-Ventas con Peña Aguilera".

Estos granitoides son rocas de grano grueso y grano medio, presentando, en algunas zonas, megacristales dispersos de feldespato potásico, generalmente idiomorfos, que nunca superan el 7% en proporción. Estos feno-megacristales suelen tener longitudes de 3-4 cm por 1-1,5 cm de ancho y, esporádicamente, los más grandes alcanzan 8-10 cm x 2-3 cm. En otras zonas, los megacristales feldespáticos se presentan en proporciones que superan el 12%, siendo el tamaño medio más común los 4-5 cm de largo y los 2-3 cm de ancho, alcanzando, en algunos casos, los 8-10 cm de largo por 3-4 cm de ancho.

Es poco frecuente la presencia de orientaciones marcadas por la biotita o por los megacristales de feldespato potásico. Sin embargo, estas orientaciones proliferan algo más en la zona norte del Río Sangrera (Casa de Beñuela Alto, Casa del Pilón, Oeste del Cerro Matías, etc.), donde se han medido direcciones que oscilan entre N 140° E y N 160° E.

En los fondos y laderas de los valles es frecuente la presencia de berrocales, dando una morfología en "bolos" que oscilan de 1 a 3 m³ de tamaños medios.

En cuanto a los enclaves, estos granitoides suelen presentarlos en tamaños centimétricos, aunque en algunos casos (Arroyo de la Parrilla, Casa del Tocón) alcanzan medias de 80 x 30 cm. (longitudes de los ejes), e incluso pueden rebasar el metro de longitud. Estos enclaves en las zonas más deformadas suelen presentarse orientados (Río Sangrera), mientras que en el resto lo hacen de manera dispersa con formas redondeadas, subcirculares y elípticas, generalmente. Petrográficamente, tienen textura holocristalina, granular, porfiroide, de grano fino, y a veces presentan una ligera anisotropía marcada por la biotita. Como minerales prin-

cipales presentan cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico; y como accesorios: circon, apatito, opacos, clorita y sericita. Probablemente, este tipo de enclaves proviene de las masas tonalíticas dispersas en esta región y ya citadas en el epígrafe anterior.

En menor proporción existen también enclaves metasedimentarios con diversos grados de recrystalización, pero, en general, mucho más dispersos y de menor tamaño que los anteriores.

Finalmente, señalar que el grupo de granitoides descritos en este apartado presenta, al microscopio, una textura heterogranular hipidiomórfica, con una mesostasis de grano medio a medio-grueso. Los minerales principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios están: circon, apatito, opacos, clorita y sericita.

El cuarzo (26,5%) es xenomorfo y, en general, constituye agregados ovoides o redondeados de varios cristales globulosos con extinción ondulante.

Las plagioclasas (37,4%) forman cristales subidiomorfos, maclados y ligeramente zonados; en los contactos con granos de feldespato potásico se desarrollan plagioclasas de hábito xenomorfo, con texturas mirmequíticas (texturas subsólidas) y formación de bastoncillos de cuarzo.

La biotita (12,8%), muy abundante en esta zona, aparece en placas subidiomorfas, ligeramente desfleadas y algo corroidas; es de color marrón-rojizo, muy pleocroica y presenta frecuentes inclusiones de circon y/o apatito.

El feldespato potásico (21,2%) es xenomorfo, tardío y localmente poikilitico. Son frecuentes las inclusiones de plagioclasa y de biotita.

La proyección QAP de estos granitoides queda dentro de los campos de las granodioritas y de los monzogranitos (Fig. 5.1).

5.1.2.4. Granitos biotíticos-moscovíticos, con megacristales de feldespato potásico ± cordierita ± andalucita ± sillimanita (10)

Este grupo de granitoides aflora esencialmente en la mitad occidental de la Hoja (Río Gébal, mitad Sur del Río Sangrera y Río Pusa) y zona Norte del Río Cedena (entorno de Villarejo de Montalbán).

Se puede observar el contacto intrusivo de estos granitoides sobre los metasedimentos paleozoicos en diversas zonas: Río Gébal, al N, de la Fresneda; Río Sangrera, al NO y S de Torrecilla de la Jara y Río Pusa, al S del Molino de Bodegas. Sin olvidar algunos retazos de materiales paleozoicos que, a modo de "roof-pendants", afloran al Norte de Santa Ana de Pusa (zona septentrional del macizo del Río Pusa) y al SO y E de Villarejo de Montalbán (zona septentrional del macizo del Río Cedena).

Probablemente estas facies graníticas constituyen la prolongación oriental de los granitoides descritos por ANDONAEGUI, P. y BARRERA, J.L. (1984) en Aldeanueva de Barbarroja (Hoja

654: El Puente del Arzobispo), aunque en la presente Hoja se observen algunas diferencias que se matizan a continuación.

Estos granitoides son de grano medio y medio-grueso, generalmente porfídicos, con dos micas (pero casi siempre con biotita más que moscovita), con megacristales de feldespato potásico irregularmente distribuidos en los distintos afloramientos. El tamaño medio de estos cristales feldespáticos es de 3-4 cm x 2 cm (aunque pueden alcanzar tamaños de 8-9 cm). Hay zonas, sobre todo en las proximidades del encajante metamórfico, donde estos megacristales marcan una clara orientación N 140°-160° E (Villarejo de Montalbán, Torrecilla de la Jara, Río Pusa, etc.), y en otras áreas (concretamente en el macizo del Río Géballo) además de esas direcciones, los megacristales localmente se orientan E-O (márgen derecha del Río Géballo) y N 20-35° E (márgen izquierda del mismo río).

En campo, se han podido observar numerosos cristales de cordierita prismática que llegan a alcanzar los 3-4 cm (N de Torrecilla de la Jara, Río Pusa, Río Géballo, etc.).

También se han reconocido en campo una gran variedad de enclaves microgranulares en cuanto a sus características mesoscópicas: tamaños, formas, fenocritales, textura de grano, etc. Los tipos principales se han agrupado en:

a) Xenolitos de cuarzos, con formas rectangulares o subredondeadas, que alcanzan, en muchos casos, los 10-12 cm de tamaño. (Ejemplo: Río Pusa). El contacto con el encajante granítico es neto.

b) Enclaves ("gabarros") de surmicáceos, muy ricos en biotita, con cuarzo y plagioclasa. El feldespato potásico es generalmente accesorio, por lo que composicionalmente se insertan en el campo de las tonalitas. Aunque no se poseen datos suficientes, parece ser que las formas "elipsoidales-lenticulares" de estos enclaves abundan más en el sector Norte de estos granitos y las formas "redondeadas (esféricas)" y "rectangulares (prismáticos)" en el sector Sur. El tamaño medio de estos enclaves suele ser de 10 x 5 x 4 cm. El contacto con el encajante granítico suele ser neto.

c) Enclaves ("restitas") de rocas metamórficas correspondientes a las rocas de caja (cuarcitas, areniscas, restos calco-silicatados, etc. de metamorfismo regional bajo). Suelen presentar formas elípticas y/o subredondeadas y tamaños centimétricos.

d) Enclaves de rocas metamórficas (esquistos, paragneises, etc. de metamorfismo regional medio-alto) correspondientes a unidades más profundas. Estos enclaves se han observado, con tamaños métricos-decimétricos (mesoenclaves), en la carretera Villarejo de Montalbán-San Martín de Montalbán, en las proximidades del Arroyo Guijo. Y los mismos, pero con tamaños hectométricos (megaenclaves) en el Macizo del Río Géballo. En este último caso, el metamorfismo térmico, producido por el granito, los ha transformado en corneanas piroxénicas.

Finalmente, se ha podido comprobar que existe una relación directa entre la distribución de enclaves y la aparición de las facies aluminicas (ricas en sillimanita y andalucita).

Petrográficamente, los granitoides de este grupo se caracterizan por presentar texturas heterogranulares, hipidiomórficas. Sólo en raras ocasiones presentan una orientación grosera (Macizo del Río Gébal) y alguna textura poikilitica (N del Macizo del Río Cedena).

Como minerales principales presentan cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. En ocasiones, también se observan sillimanita y/o andalucita. Los minerales accesorios más comunes son: sillimanita, andalucita, circón, apatito, opacos, clorita, sericita y, en múltiples ocasiones, cordierita. Cabe reseñar, también, que tan sólo en una muestra se ha observado granate.

El cuarzo (30,6%) es xenomorfo, con extinción ondulante; a veces, se presenta corrosivo sobre la biotita y los feldespatos.

El feldespato potásico (19,5%) forma cristales prismáticos peritéticos y poikiliticos (incluye biotita y plagioclasa), junto a otros xenomorfos. Se le considera tardío.

La plagioclasa (29,5%) se presenta generalmente subidiomorfa, maclada, zonada, con bordes locales mirmequíticos y ligera sericitización parcial selectiva.

La biotita (12,1%) es de intenso color marrón-rojizo y suele presentar numerosas inclusiones de circón y apatito.

La moscovita (5,6%) aparece en cristales limpios, intercrecida con biotita o en placas aisladas que sugieren un carácter primario. Muchas veces aparece en estrecha relación con sillimanita y/o andalucita. Otras veces, la moscovita aparece en núcleos donde existen restos de cordierita y/o andalucita. En algunos casos aparecen cristales poikiliticos de moscovita, en placas desflecadas, que engloban plagioclasa y/o cuarzo.

Hay que resaltar la presencia, casi constante, de sillimanita (0,4%), aunque su abundancia se distribuya irregularmente. Se suele encontrar en estrecha relación con moscovita, de la cual parece formarse. También suele aparecer relacionada con biotita y/o moscovita en haces fibrosos desflecados (fibrolita).

Se ha observado, en algunas muestras, sillimanita y andalucita en contacto mutuo.

La andalucita (0,5%) también se ha visto relacionada con moscovita, incluida en esta última como fragmentos restiticos no moscovitizados, lo cual indica que, al menos, parte de la moscovita procede de la transformación de andalucita. Asimismo, se han observado cristales xenomorfos y poikiliticos de andalucita sobre núcleos ricos en biotita y, parece ser, que esta biotita es de carácter regional, como mineral participante en la reacción de formación de la propia andalucita.

La proyección QAP de estos granitoides queda dentro del campo de los monzogranitos (Ver fig. 5.1.).

Por último, señalar que de las posibles zonas de generación del magma granítico lo más aceptable sería pensar en una fuente mesocortical pelítica (Granitos "S"). Esta interpretación se ve favorecida por el fuerte carácter peralumínico de las rocas estudiadas y los caracteres mineralógicos de las mismas.

5.1.2.5. *Facies aplitoide (11)*

Esta facies está comprendida en el grupo descrito anteriormente, es decir, en los granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales de feldespatos potásico $\pm$ cordierita $\pm$ andalucita $\pm$ sillimanita (10).

Aflora en el borde sur del macizo del Río Géballo (Área occidental de la Hoja) como zona marginal de grano fino. En este macizo se ha comprobado la existencia de una polaridad en sentido N-S, sobre todo en las relaciones texturales, pues los mega y fenocristales de feldespato potásico van disminuyendo en cantidad, hasta desaparecer por completo en esta facies aplitoide. Asimismo, la mesostasis de los granitos pasan gradualmente de grano medio a grano fino y a muy fino.

Esta facies aplitoide, de colores félsicos y aspecto isótropo, presenta un diaclasado muy penetrativo, a veces relleno de venas aplíticas, con direcciones medias de N120°-130°E/80° N. En esta zona, el encajante paleozoico se mantiene sin desviación hasta el plutón, con contactos simples, sin enclaves ni zonas brechoideas, pues no se ha observado ninguna traza de compresión o aplastamiento.

Petrográficamente, presenta texturas equigranulares y marcadamente xenomórficas, aunque alguna plagioclasa puede desarrollar un ligero subidiomorfismo.

Como minerales principales aparecen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como accesorios, hay que resaltar la presencia de fibrolita asociada a moscovita, clorita, apatito, rutilo, circón, sericita, y a veces, andalucita, turmalina y cordierita?. Por último, reseñar que no se aprecian fábricas orientadas.

5.1.2.6. *Leucogranito moscovítico $\pm$ Biotita $\pm$ Cordierita $\pm$ Granate $\pm$ Andalucita $\pm$ Turmalina (12)*

De esta facies, se ha encontrado un solo afloramiento en toda la Hoja. Se sitúa en el Macizo del Arroyo de los Navalmares, en el km 3 de la carretera Los Navalmares - Santa Ana de Pusa, sin llegar a rebasar el kilómetro cuadrado de extensión. El borde Sur se pone en contacto directo e intrusivo con las areniscas y cuarcitas ("Azorejo") del Cámbrico inferior; el resto del afloramiento presenta contactos difusos y graduales con los monzogranitos y granodioritas biotíticas del Arroyo de Los Navalmares.

En campo, se ha observado que es un leucogranito moscovítico, de grano fino y fino-medio, con turmalina y granate, megacristales de feldespato potásico (2-3 cm de media) esporádicos e irregularmente distribuidos, de aspecto muy leucocrático y atravesado por algunas venillas de cuarzo y/o pegmatitas de potencias centimétricas, presentando una marcada foliación de sus componentes (N 140°-150° E). Estas características se manifiestan principalmente en el borde meridional.

A medida que se observa el afloramiento hacia el centro y zonas septentrionales, el leucogranito pasa a ser de dos micas (antes sólo se encontraban relictos de biotita), el grano pasa de

fino a medio y la anisotropía es más grosera, no tan marcada como en el borde Sur. Al microscopio, estas rocas presentan una textura granular, hipidiomórfica a xenomórfica y foliada. Como minerales principales presenta: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, en la zona meridional; y estos mismos componentes más biotita, en el resto. Como accesorios: turmalina, granate, andalucita, sericita, óxidos y apatito.

El cuarzo (31,8%) es xenomorfo y/o globuloso, con extinción ondulante. Algunos cuarzoes subredondeados podrían considerarse como tempranos en la secuencia de cristalización.

El feldespato potásico (35,9%) es xenomórfico.

Las plagioclasas (33,0%) se presentan subidiomorfasy xenomorfas, macladas y, a veces, sin zonado.

La moscovita (5,6%) aparece desflecada y estirada (orientada); y en alguna placa de moscovita aparecen restos de biotita desflecada, lo que sugiere la formación de aquella a partir de ésta.

Se ha detectado, también, granate idiomórfico (0,5%), a veces roto y con inclusiones de cuarzo, turmalina (1,9%) intercrecida con cuarzo y andalucita incluida en una placa de moscovita.

La proyección QAP de estos granitoides queda dentro del campo de los monzogranitos (Ver Fig. 5.1.).

5.2. ENCLAVES

5.2.1. Enclaves corneánicos (1)

Se han incluido aquí una serie de afloramientos que por su identidad y extensión superficial tienen representatividad cartográfica.

Se trata de afloramientos de tamaños hectométricos (megaenclaves) que aparecen intruidos en la facies de granitos biotíticos-moscovíticos ricos en sillimanita (Macizo del río Gébalos). Señalar, también, que existen múltiples y variados tipos de estos enclaves (meso y microenclaves) que no son cartografiables y se dispersan con profusión en la mitad meridional de este Macizo, sobre todo en su extremo suroeste.

El metamorfismo térmico producido por estos granitos ha transformado a dichos enclaves en corneanas piroxénicas.

También aquí, como ya se ha comentado en otros epígrafes, parece existir una relación directa entre la abundancia de enclaves y la aparición de las facies aluminicas más ricas en sillimanita y andalucita.

En campo, se presentan como rocas oscuras y negruzcas, ligeramente heterogéneas, con texturas de grano fino y muy fino, a veces con fenocristales pequeños y dispersos de plagioclasa y algo moteadas. En el entorno de estos enclaves, el granito encajante presenta el grano más fino y desaparecen los megacrístales de feldespato potásico.

Al microscopio, en estas rocas se observa que la textura granoblástica ha obliterado cualquier textura relicta original.

La composición mineralógica viene dada por: cuarzo, biotita, plagioclasa, feldespato potásico, cordierita, opacos, sillimanita, apatito y moscovita. En algunos casos no se ha observado la moscovita.

El cuarzo forma cristales poligonales, reconociéndose fácilmente puntos triples.

El feldespato potásico es granoblástico y paragenético, por tanto, con el resto de los minerales.

La biotita suele estar desorientada y, a veces, aparece en placas poikiloblásticas.

La moscovita, cuando aparece, lo hace con aspecto desflecado y roto. Suele presentarse desestabilizada.

La cordierita generalmente se presenta muy sana y sólo en sus bordes aparecen indentaciones de alteración. Suele formar cristales xenoblásticos, de crecimiento poikiloblástico, y englobar cuarzo y biotita.

Por último, señalar que la paragénesis "cordierita + feldespato potásico" es indicativa de condiciones metamórficas de alto grado (corneanas piroxénicas).

5.3. ROCAS FILONIANAS

En esta Hoja son muy pocas las manifestaciones filonianas que existen. Estas quedan restringidas a esporádicos diques, filones y venas de escasa corrida y débiles potencias.

5.3.1. Cuarzo (2)

Los filones de cuarzo son muy escasos y afloran tanto en el interior de las masas graníticas como en la periferia, en los terrenos encajantes del paleozoico.

Los más representativos no guardan una disposición radiada o subparalela respecto a los macizos graníticos. Normalmente siguen alineaciones rectilíneas, rellenando fracturas. Las longitudes medias suelen ser métricas o decamétricas, con potencias centi-decimétricas.

Los dos filones de cuarzo más importantes poseen una corrida, aproximada, de 1 km, potencias de 2 a 3 metros, algo brechificados y hastiales rectilíneos, planos y netos. Uno, encaja en las pizarras y conglomerados de la "Formación Pusa" (Cámbrico inferior) al NO de la Fresneda, con rumbo N 120° E/subvertical. El otro encaja en los monzogranitos y granodioritas del Arroyo de la Parrilla, con rumbo N 10° E/subvertical. Ambos estériles, desde el punto de vista metalogénico.

Estos filones de cuarzo hidrotermal representan la última actividad ligada al plutonismo de la zona.

5.3.2. Leucogranito moscovítico $\pm$ Biotita, aplitas y/o pegmatitas (3)

En la zona septentrional del Macizo del Río Géballo se han observado una serie de leucogranitos moscovíticos con morfología de diques, corridas hectométricas, potencias que oscilan de 8 a 12 metros, rumbos N 40° - 50° E y buzamientos subverticales, unas veces, y 60° - 65° NO, otras. En algunas zonas existe una interacción de estos diques con el granito encajante, pasando éste a ser más moscovítico que biotítico, e incluso el dique pierde su morfología y se presenta como un leucogranito masivo.

Estos diques, que suelen resaltar topográficamente en el terreno, con frecuencia pasan transicionalmente a aplitas; atravesados por venas pegmatíticas y con abundantes estructuras miarolíticas. No es raro observar en las venas pegmatíticas bellos cristales de turmalina "chorlo".

También se han observado zonas de cataclasis, con cuarzos estirados y elongados, que confieren al afloramiento una cierta orientación, generalmente acorde con la dirección del dique.

Al microscopio, presentan una textura granular, xenomórfica, a veces con grosera orientación y deformación frágil. Como componentes principales llevan cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita. Accesorios: clorita, biotita, sericita, óxidos ferruginosos, circón y apatito.

Por otra parte, especialmente importante resulta el gran dique de pegmatita que aflora inmediatamente al SO del km 19 de la carretera San Martín de Montalbán-Villarejo de Montalbán. En realidad, se trata de tres cuerpos principales de pegmatita, en íntima asociación con cuarzo, a modo de lentejones, con grandes y abundantes megacristales de feldespato potásico rosáceos y perfiticos. Estos lentejones, que alcanzan 35-40 m de largo x 12-14 m de ancho, han sido explotados para el tratamiento del feldespato potásico en la industria cerámica. (Para más detalles, ver capítulo de Geología económica).

5.3.3. Pórfido Granítico $\pm$ Cordierita $\pm$ Granate (4)

Estas rocas presentan geometría tabular de dique, a veces con morfología lenticular. Son muy escasos en la presente Hoja. Tan sólo aparecen dos afloramientos en el rincón SE de la misma: uno en el Cortijo de las Pistolas y otro (probablemente perteneciente al mismo dique) en el km 62,700 de la carretera Navahermosa - Los Navalmorales. Estos afloramientos son de corridas hectométricas y encajan en las calizas de Los Navalucillos (Cámbrico inferior).

Generalmente presentan textura contrastada: porfídica en la parte central, con megacristales de feldespato no siempre orientados; y textura afanítica en los bordes, donde la roca muestra aspecto de emplazamiento volcánico.

De "visu" se trata de una roca porfídica, con matriz microgranuda-afanítica y colores gris-verdosos. Los fenomegacristales de feldespato no superan los 2-3 cm y hacia los hastiales (bordes afaníticos) se han observado numerosos cristales de granate, cordierita y prismas de clorita, con tamaños que alcanzan frecuentemente los 5-7 mm.

Al microscopio, presentan una textura porfídica en matriz microgranuda + granofídica. Como componentes minerales principales aparecen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, bioti-

ta, cordierita y granate. Como accesorios: cuarzo, feldespatos, biotita, clorita, apatito, circón y ópacos.

Los fenocristales son cuarzo, feldespatos, biotita, granate y cordierita; ésta última casi siempre pseudomorfizada por productos micáceos verdosos.

El granate forma cristales idiomorfos y xenomorfos irregulares.

Las micas: biotita, clorita y moscovita, suelen presentarse en placas desflecadas de hábito prismático.

Por último, destacar que la matriz de estas rocas muestra un grado de cristalinidad variable, dependiendo de la potencia del dique y de la proximidad al encajante. En general, es microgranuda, de composición cuarzo-feldespática, con laminillas de biotita, clorita y subproductos moscovíticos. Son frecuentes los intercrecimientos granofídicos y las coronas fibroso-granofídicas alrededor de los fenocristales de feldespato.

5.4. ROCAS METAMÓRFICAS

- METAMORFISMO REGIONAL

Los materiales del Paleozoico inferior están afectados, al igual que en las hojas vecinas, por un evento tectono-metamórfico hercínico que alcanza, localmente en esta hoja, condiciones de grado medio y lleva asociado al desarrollo de una esquistosidad ("schistosity"). Esta esquistosidad penetrativa, sin embargo, no afecta por igual a todos los materiales; está presente, principalmente, en los niveles correspondientes a las Pizarras del Pusa, Serie de Azorejo y, localmente, en las calizas de Navalucillos al NW de Torrecilla de la Jara. Además de la S_1 , existe una S_2 de crenulación sin blastesis mineral que se muestra más potente en los niveles pizarrosos del Pusa.

El metamorfismo regional también afecta, aunque más débilmente, a los materiales del Ordovícico inferior hasta la Serie Armoricana, en rocas pertenecientes a la Alternancia de Pochico sólo se han detectado efectos térmicos de contacto en muestras próximas al granito en los afloramientos del río Cedená (extremo SE de la hoja).

Los materiales paleozoicos forman tres afloramientos mayores: los que constituye la alineación NW-SE de Los Navalmorales, según un sinclinal fallado en el que falta el flanco N del mismo; los afloramientos del Río Pusa y Arroyo de los Navalucillos (al W-NW del pueblo de Los Navalucillos) y los que se localizan al W-NW de Torrecilla de la Jara.

En los términos correspondientes a las Pizarras del Pusa, de los afloramientos occidentales, aparecen rocas con fábricas esquistosas que corresponden a: pizarras y/o filitas en las que se aprecia una orientación planar de los minerales filitosos de pequeño tamaño (clorita, biotita y moscovita) con texturas de tipo "slaty cleavage", y, rocas (esquistos) con texturas lepidoblásticas a granolepidoblásticas con una esquistosidad más penetrativa de tipo "schistosity".

En mayoría de las muestras esta esquistosidad (S_1) aparece microplegada con desarrollo de una crenulación (S_2) que es más o menos intensa en función de que se trate de esquistos o filitas. En los primeros se han reconocido transposiciones locales de la S_1 , que se conserva como pequeñas charnelas entre la S_2 . En los términos pizarroso-fíliticos esta fase de deformación es más suave y solamente se observan micropliegues o una incipiente crenulación de fractura remarcada por óxidos de hierro. Cuando se trata de una roca en la que alternan niveles pizarrosos y limolíticos la S_2 de crenulación sufre una refracción en estos últimos niveles.

La mayor parte de estos afloramientos han sido posteriormente afectados por un metamorfismo térmico, asociado a la intrusión de las rocas graníticas, que enmascara parte de la fábrica regional. En algunas muestras se forman placas de biotita (posible cloritoide, en algún caso), desorientadas y sobreimpuestas localmente a S_1 , o en crecimiento mimético sobre esta superficie. También se ha reconocido la presencia de andalucita en cristales xenoblásticos poikiloblásticos más o menos orientados según la esquistosidad dominante (pequeños afloramiento al NW de Torrecilla de la Jara); estos blastos conservan restos de una S interna (S_1) que aparece algo rotada respecto de la S_e .

En los niveles microconglomeráticos cuarzo-feldespáticos, intercalados en la serie, los constituyentes micáceos de la matriz, compuestos por moscovita y biotita junto con granos de cuarzo, presentan una fábrica esquistosa que lleva a envolver a algunos de los cantos.

En materiales correspondientes a la Serie de Azorejo se han reconocido, en los afloramientos situados al W de Los Navalucillos, rocas de grado bajo con texturas pizarrosas de tipo "slaty cleavage" afectadas por un suave microplegado; igualmente, al Sur de la Casa del Rosa, límite W de la hoja, aparecen rocas con una fábrica esquistosa. En ambos casos estas rocas han sido afectadas por un metamorfismo de contacto que se sobreimpone al regional, lo que crea ciertos problemas de interpretación. La presencia de un moteado en forma de manchas de agregados finos de mica blanca podría interpretarse como posibles cordieritas o agregados cordieríticos alterados, producidos por el metamorfismo de contacto. Por lo que respecta a las biotitas, existen cristales desorientados que se sobreimponen a la esquistosidad, en el afloramiento al W de Los Navalucillos. Mientras que al Sur de la Casa del Rosal aparecen biotitas desfleadas y alteradas junto con moscovitas, ambas orientadas, en una roca que presenta, además formas elongadas de mica blanca de grano fino (cordierita ?) y granos de cuarzo subredondeados.

Al N de Los Navalmorales afloran materiales atribuibles a la Serie de Azorejo intruidos por rocas graníticas. La banda más próxima al granito muestra una fábrica esquistosa penetrativa ("schistosity") con texturas granolepidoblásticas formadas por niveles micáceos (biotita y moscovita) y cuarzo-micáceos. Además existen cristales más o menos prismáticos y/o xenoblásticos de andalucita, orientados según la esquistosidad o ligeramente oblicuos a ella, también, hay que resaltar la presencia de agregados elongados de mica blanca de grano fino que podrían corresponder a cordieritas alteradas.

Estas rocas muestran claramente una fábrica de metamorfismo regional, que dado el grado de cristalinidad, el tipo de texturas esquistosas lepidoblásticas y/o granolepidoblásticas penetrativas, sugieren condiciones metamórficas de grado medio, por lo que la presencia de silic-

tados de aluminio asociados podría estar relacionada con el metamorfismo regional. A esto hay que añadir el carácter mayoritariamente elongado de estos minerales, que no se parecen a los que están claramente relacionados con el metamorfismo de contacto en otros puntos de la alineación plutónica Mora-Gálvez. Sin embargo, en el mismo afloramiento, pero más próximo a las calizas de Navalucillos, estas rocas son aparentemente menos metamórficas, por lo que en cartografía se ha puesto un contacto mecánico supuesto entre estos afloramientos que podrían corresponder a niveles estructurales distintos.

Otros afloramientos de asignación dudosa, que provisionalmente hemos relacionado con estos materiales, son los que aparecen como retazos aislados sobre el granito biotítico-moscovítico, al SE de Villarejo de Montalbán. Al igual que en otros puntos, estas rocas han sufrido los efectos térmicos de contacto del granito, que da lugar a una moderada recrystalización que en ningún caso llega a obliterar la fábrica predominantemente esquistoso-foliada.

Se trata mayoritariamente de rocas cuarzo-feldespáticas de aspecto gneísico (paragneises y cuarcitas feldespáticas) con un importante estiramiento mineral por parte del cuarzo. Las micas, biotita y moscovita, son subordinadas respecto de los otros minerales y aparecen en pequeños cristales orientados según la foliación de la roca. En algunas muestras más ricas en biotita ésta se concentra en niveles formando una alternancia con textura granolepidoblástica. Los feldespatos también se presenta orientados entre los granos de cuarzo. La presencia de formas elongadas constituidas por agregados de pequeños cristales de mica blanca podrían responder a cordieritas alteradas. Localmente pueden aparecer algunas micas algo desorientadas relacionadas con el metamorfismo de contacto.

En las calizas de Navalucillos la esquistosidad, que es visible en los materiales detríticos anteriores, apenas se hace patente aquí y solo se aprecia una grosera elongación local de los granos de calcita y de algunas laminillas de mica y/o anfíbol. Las únicas muestras que presenta una fábrica orientada se localizan en el borde O. de la hoja en las proximidades con el granito. Las asociaciones minerales de estas rocas indican condiciones metamórficas de grano medio y bajo. El problema que se plantea es si la asociación mineral de estas rocas, compuestas en algunas muestras, por calcita, diópsido, olivino y anfíbol corresponden al metamorfismo regional o de contacto. Pensamos que dada la proximidad al granito y la textura granoblástica, aunque algo elongada, deben de corresponder a una paragénesis térmica de contacto, al igual que aparecen en otros puntos próximos al granito (e.g. San Pablo, hoja de Navahermosa).

En el caso de la muestra DM 9177, que se trata de una roca detrítico-carbonatada, alternan niveles cuarzo-feldespáticos biotíticos con una textura granolepidoblástica (esquistosa) con otros ricos en cristales prismáticos de diópsido elongado, $\pm$ biotita $\pm$ esfena $\pm$ cuarzo y $\pm$ plagioclasa, sobre un fondo micáceo fino. Esta muestra podría presentar una fábrica regional previa a la que se ha sobrepuesto un metamorfismo de contacto en condiciones de grano medio (facies de corneanas hornbléndicas) que no llega a borrar la textura original esquistosa.

Resumiendo podemos decir, que los materiales del Paleozoico inferior de esta hoja muestran los efectos de un metamorfismo regional hercínico de grado bajo hasta el nivel de la cuarcita armoricana. Sin embargo, en los materiales del Cámbrico inferior correspondientes a

Pizarras del Pusa y Serie de Azorejo, y en base principalmente a criterios texturales por la presencia de fábricas penetrativas ("shistosity"), se puede inferir condiciones en grado medio (?), ya que las paragénesis minerales con cordierita y andalucita que presentan estas rocas podrían ser debidas al metamorfismo de contacto.

Por lo que respecta a la banda de materiales situados al N de las Calizas de Navalucillos, en el afloramiento de Los Navalmorales, y a los retazos sobre el granito de Villarejo de Montalbán donde estas rocas desarrollan una fábrica regional muy penetrativa, queremos dejar constancia de que se trata de un tema no resuelto en este trabajo, aunque provisionalmente de les haya englobado en cartografía como Azorejo.

- METAMORFISMO DE CONTACTO

El metamorfismo térmico de contacto afecta, en mayor o menor grado, a la práctica totalidad de los materiales paleozoicos de la hoja, debido a lo reducido de sus afloramientos y a su proximidad con las rocas graníticas.

En los afloramientos del Río Pusa (NW de Los Navalucillos), y en términos correspondientes a Pizarras de Pusa, se han encontrado rocas con la siguiente asociación: $qz + cord + feld k + biot \pm mosc$. El par $cord + feld k$, así como el carácter accesorio de la moscovita, indica que se han alcanzado condiciones en facies de corneanas piroxénicas. Se trata de rocas con textura granoblástica con desarrollos poligonales, aunque en algunas muestras se reconoce una cierta anisotropía marcada por un mimetismo blástico sobre la textura previa.

Corneanas de alto grado, también se desarrollan en diversos enclaves xenolíticos incluidos en los granitos. Uno de los más representativos por su tamaño cartografiable es el que aparece en el borde Sur del granito biotítico-moscovítico del W de la hoja (Macizo de Alcaudete de la Sierra). Se trata de rocas granoblásticas isótropas con desarrollo de cristales poligonales con puntos triples (cuarzo). La cordierita forma cristales xenoblásticos de crecimiento poikiloblástico englobando cuarzo y restos de biotita. La biotita ha debido tomar parte en la formación de la cordierita, ya que es muy escasa en las zonas donde existe cordierita y abundante fuera de ellas. La siguiente reacción, con participación de biotita, explicaría este hecho: $moscovita + 2 biotita + 14 cuarzo = 3 cordierita + 8 feldspato k + 9 H_2O$. Por otra parte la ausencia de moscovita en estas rocas es indicativa en este sentido.

En zonas algo alejadas del contacto se forman corneanas en facies hornbléndicas con texturas predominantemente moteadas esquistas (porfiroblastos de andalucita y/o cordierita y/o biotita sobre una textura pizarroso-esquistosa previa). Asociaciones del tipo: $qz + biot + mosc + cord$ y/o and son frecuentes en estas facies. En las rocas carbonatadas predominan las texturas granoblásticas más o menos bandeadas con $cal + di + biot (flog) \pm qz \pm ol \pm anf \pm mosc$, según las muestras.

Sin embargo, las facies de contacto que más extensión ocupan, ya que afectan a la práctica totalidad de los afloramientos paleozoicos, son las de grado bajo (corneanas en facies alpeidota). Estas rocas se caracterizan por el desarrollo de blastos de biotitas de pequeño tamaño superpuestos sobre las fábricas previas. Las asociaciones minerales de estas rocas son: $qz + biot + mos \pm \text{óxidos Fe}$. En rocas carbonatadas se ha reconocido la presencia de tremolita y mica blanca como minerales índices más característicos.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Lo que seguidamente se expone en este apartado, corresponde a una descripción de la evolución geológica del área teniendo en cuenta los datos previos existentes y nuestras propias conclusiones.

Encima de los materiales del Precámbrico y parte de los del Cámbrico Inferior, aparece el tramo de las Pizarras del Pusa, que corresponde a un sedimento en zonas tranquilas y profundas de materiales arcillosos, en el depósito relativamente rápido a favor de corrientes diluidas con transporte por tracción.

Las facies interlaminadas aparecen formando niveles de espesor variable entre las dominadas por la pizarra. Una explicación a este hecho reside en la influencia de los cambios relativos del nivel del mar. Los niveles más ricos en arena, corresponderían a episodios de nivel relativo del mar bajo, y los predominantemente pizarrosos, a épocas de nivel relativo del mar alto. Continúa la sedimentación, con un tramo pizarroso con paso gradual hacia el techo, con aumento a areniscas y cuarcitas y que en su conjunto, constituyen las Areniscas de Azorejo.

Se diferencian varias facies que resultan del funcionamiento de diversos procesos sedimentarios que se suceden, alternándose, en la vertical. La abundancia de estructuras sedimentarias primarias indicativas de la acción del oleaje señalan un depósito de plataforma marina somera, sometida a los oleajes de tempestad y a las corrientes inducidas por ellos.

Las macrosecuencias granocrecientes, están generadas por la migración lateral de los ambientes donde se deposita arena bajo la influencia de los oleajes de tempestad. Esta migración está inducida por cambios del nivel relativo del mar y se deben a la progradación de los ambientes sublitorales hacia la plataforma.

Sobre estos materiales, aparece un tramo carbonatado (Calizas de Los Navalucillos) que pone de manifiesto la tendencia general a pasar de ambientes costeros o marinos marginales hacia el mar, abierto hacia el norte. Las series más litorales, corresponden a las existentes en S. Pablo de los Montes (Hoja nº 684 (17-28) Navahermosa) y las de carácter más marino, las que aparecen al N de la Fresneda en la Hoja nº 655 (16-26) Los Navalmorales y en la Hoja nº 658 (19-26) Mora.

La floculación y decantación de arcillas en un ambiente marino profundo, alejado de la costa, origina un tramo pizarroso que intercala capas turbidíticas de arenas y capitas delgadas de grano fino, representantes de turbiditas diluidas (Formación Solera).

Posteriormente y hasta la discordancia de la base del Ordovícico (Discordancia Sardica), tuvo lugar la sedimentación o no del Cámbrico Medio y Superior, seguido de la erosión vinculada a los movimientos producidos por la Fase Sardica. Esta Fase se relaciona normalmente con una tectónica extensional que va acompañada de movimientos diferenciales de bloques corticales, aunque para algunos autores se trataría de una tectónica comprensiva en relación con antiguas zonas de desgarre, seguida de facturación en régimen distensivo.

La erosión de los relieves existentes y la posterior sedimentación del Ordovícico Inferior, pone al descubierto la existencia de dicha discordancia, al estar estos últimos materiales sobre términos comprendidos desde el Precámbrico Superior y el Cámbrico Inferior.

Para esta Hoja, la base del Ordovícico Inferior corresponde a la denominada Serie Púrpura (Arenig) que se sitúan sobre los materiales de la Formación Solera. La sedimentación de este tramo cuarcítico, areniscas y pelítico, se produce en un ambiente marino somero de plataforma, dominada por la acción del oleaje.

Continúa la serie, con las cuarcitas de la Facies Armoricana, que son el resultado de la migración de barras arenosas en una plataforma siliciclástica marina somera. Probablemente el agente de transporte fueran corrientes generadas por las mareas.

Las facies heterolíticas separan los episodios cuarcíticos que se formaron por la acción del oleaje de tormentas en áreas de la plataforma, no colonizadas directamente por las barras arenosas, sino marginales a ellas. Por ello corresponderían a depósitos de zonas de interbarra. Las direcciones dominantes de corriente son: E-O y NE-SO según los puntos, lo cual puede indicar una paleogeografía en donde la plataforma sometida a la acción de las mareas podría orientarse de noroeste a sureste, es decir, más o menos perpendicular a la orientación supuesta de la plataforma y la costa, que se emplazaría al sur. Las corrientes de marea tenderían a mover masas de agua en dirección transversal a la amplia plataforma y los trenes de olas entrarían paralelamente a ella, produciendo ripples de oscilación de crestas orientadas NO-SE.

Depositados en una plataforma marina somera sometida a la acción del oleaje, continua la sedimentación de cuarcitas, areniscas y pizarras de la Alternancia Pochico, que alcanzarían ya parte del Llanvirniense (Ordovícico Medio).

En estas plataformas se diferencian campos de megaripples que migraban activamente y que, vistos a mayor escala, debían formar complejos de barras o bajos arenosos de plataforma. Estos campos, están separados por amplias zonas de plataforma marina somera, lutítica, con aportes arenosos movidos por el oleaje de tormentas del tipo de las resacas de tormenta (storm surge ebb), y que pueden estar bioturbadas por *Skolithos*.

La paleogeografía de la plataforma parece ser relativamente parecida a la heredada de la Cuarcita Armoricana y se extendía de noroeste a sureste, con el continente situado al sur. Las tormentas que inducían los oleajes que gobernaban el depósito en esas zonas, llegaban desde el norte o noreste y afectaban profundamente a los depósitos de la plataforma, tal como se observa de las direcciones de corriente y las orientaciones de las crestas de los ripples y megaripples.

En esta Hoja no aparecen sedimentos posteriores a los descritos pero suponemos que la serie seguirá tal como sucede en la región, con sus interrupciones locales, hasta que en el Carbonífero se inicia la Orogenía Hercínica, que en sucesivas fases deforma a todo el conjunto.

La evolución del ciclo Hercínico, presenta aquí, al menos, dos fases de deformación, de las cuales, la primera, es la que origina las macroestructuras que con esquistosidad asociada dan lugar a los mayores resaltes de dirección NO-SE, coincidente con la regional de la zona Centro-Ibérica.

La fase 2 viene acompañada de pliegues menores y esquistosidad de crenulación, que se observa de una forma no generalizada. Entre ambas fases tienen lugar cabalgamientos subparalelos a las trazas axiales generadas por la F_1 .

Seguidamente, tiene lugar la intrusión de las rocas ígneas, que producen un metamorfismo de contacto en los metasedimentos del área.

La deformación tardía hercínica se manifiesta por pliegues menores de dirección NO-SE que afectan a los relieves paleozóicos y por fracturas en direcciones generalizadas NE-SO y NO-SE, que trastocarán a todo el conjunto rocoso.

Desde el final de la Orogenia Hercínica, el área ocupada por la hoja mantiene un comportamiento Cratónico. Durante el Mesozoico el medio dominante debió ser erosivo, con un progresivo levantamiento del área y desbaste subsiguiente.

Durante el Paleógeno, en el área situada al Este de la hoja se desarrolló una cuenca continental detrítica que se colmató, y cuyos materiales fueron deformados (fallas normales), probablemente coincidiendo con la etapa de mayor actividad de Orogenia Alpina (MIOCENO MEDIO). (Ver memoria de la hoja de Gálvez).

Con posterioridad a esta etapa tectosedimentaria se establecería en el área un período de calma erosiva, durante el que se desarrolló un perfil de alteración en las rocas graníticas del substrato. Esta alteración transformó los feldespatos en arcillas (principalmente paligorskita) y dejó como únicos relictos detríticos los granos y filoncillos de cuarzo y las cuarcitas paleozóicas. A continuación hubo una reactivación tectónica de las fracturas de borde (posible Mioceno Medio), que individualizó al Norte la Cuenca Sedimentaria.

De forma subsiguiente a esta desestabilización se produjo el depósito de los tramos basales de la Unidad Detrítica Superior, en un medio de abanicos aluviales que removilizarían los materiales del perfil de alteración.

La actividad tectónica continuaría de forma intermitente, y con pulsaciones de menor envergadura; produciendo el levantamiento y erosión de las rocas del zócalo al Sur de las fracturas; y el depósito de los materiales en la cuenca generada al Norte. En el sector oriental de la hoja este depósito se producía en un medio mixto de abanicos aluviales a fluvial con canales de morfología trenzada, que se desarrollaba en sentido distal hacia el Oeste, dando lugar a un sistema fluvial con cauces jerarquizados y amplio desarrollo de llanura de inundación.

Con el transcurso del tiempo la actividad tectónica vino en descenso hasta desaparecer (los últimos movimientos fueron los de las fracturas que ponen en contacto los materiales de la unidad superior con las rocas del sustrato).

Los procesos de erosión y sedimentación originados por la desestabilización continuarían hasta llegar a una situación de equilibrio con la colmatación total de la cuenca. Esta colmatación se produjo en condiciones extremadamente tranquilas, y el resultado final sería la destrucción de todas las pendientes. Toda la superficie ocupada por granitos, migmatitas, y gran parte de las rocas paleozóicas quedó totalmente peneplanizada y enrasada con el nivel de colmatación de la cuenca sedimentaria. El resultado final del proceso sería el modelado en la topografía de la hoja de un gran plano uniforme e inclinado un 0,3% al Norte, que ocupa-

ría la mayor parte de su extensión; y del que sólo sobresaldrían los relieves paleozóicos sostenidos por las cuarcitas.

En esta situación la escorrentía superficial del área generaría el depósito de la raña, que se enraiza en los relieves residuales de cuarcita, y ocupó en su momento toda la superficie de la hoja no representados por ellos. A continuación y como consecuencia de descensos de los niveles hídricos de base (del mar) se produciría la jerarquización y encajamiento del sistema fluvial del Tajo, bajo el régimen erosivo que se mantiene en la actualidad.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

7.1.1. Climatología

La región en la que se encuentra situada la hoja, según la clasificación agroclimática de PAPA-DAKIS, se considera de clima "Mediterráneo Seco Fresco".

La precipitación media anual es cercana a 500 mm. con un régimen de humedad constante, que aumenta desde en NE hacia el SO de la hoja (400 a 700 mm./año).

La precipitación máxima en 24 horas es superior a 50 mm. e inferior a 100 mm. Se puede considerar una zona relativamente seca dentro de la Cuenca del Tajo. (Ver Fig. 7.1)

7.1.2. Hidrología superficial

Las aguas superficiales son tributarias del río Tajo a través de los ríos Cedena, Sangrera, Gebalo y Pusa y los afluentes de este último, arroyos de Los Navalmorales y La Parrilla.

La calidad de las aguas superficiales determinada en las estaciones nº 211 y 213 refleja un I.C.G. (Índice de Calidad General) bueno, entre 80 y 90.

7.1.3. Características hidrogeológicas

La hoja se sitúa al Sur de la Cuenca del Tajo, justo al Sur del "Sistema Acuífero nº 14" denominado "Terciario detrítico de Madrid-Toledo-Cáceres". En el sector septentrional se encuentran materiales del Terciario detrítico que presentan interés hidrogeológico debido a su porosidad intergranular. (Ver Fig. 7.2)

Las "Rañas" situadas en la zona meridional, presentan una permeabilidad variable y una capacidad de almacenamiento bastante limitada, tanto por su reducido espesor, litología, como por su posición (acuífero colgado) en relación con los valles actuales.

Asimismo, los materiales cuaternarios tienen cierto interés hidrogeológico pues aunque tienen escaso espesor, en extensión alcanzan gran desarrollo.

En los granitos y granitoides, la permeabilidad está asociada al desarrollo de fracturas y diques, que en la hoja no son muy abundantes. Por otra parte, el "lehm" granítico, que se desarrolla como producto de alteración de estas rocas, con espesores superiores a los 5 metros tiene una permeabilidad debida a porosidad intergranular.

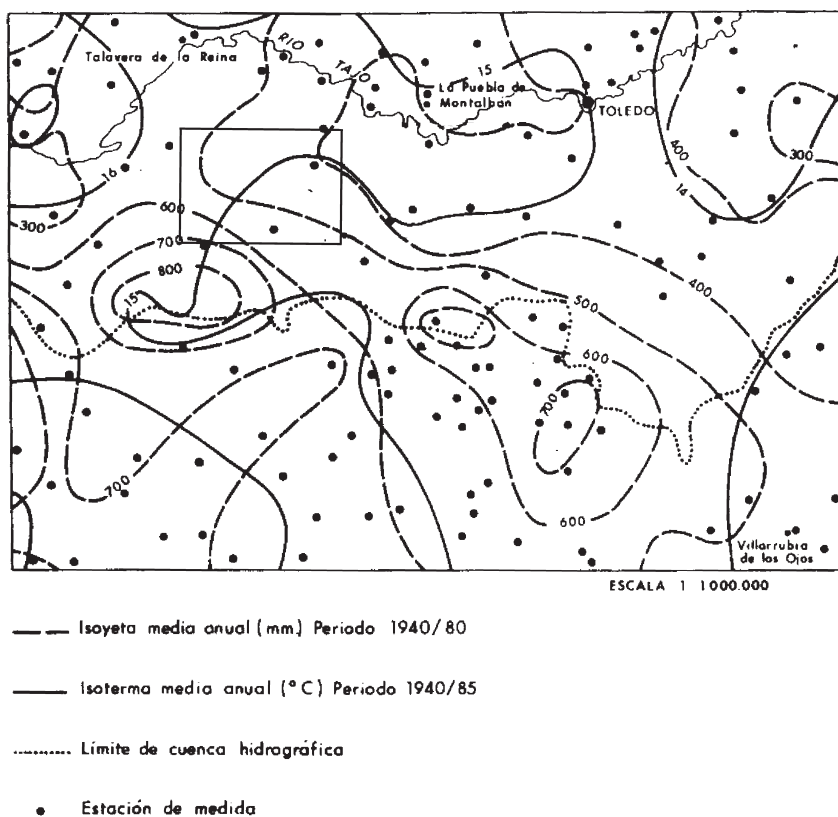


Fig. 7.1 . Mapa regional de isoyetas e isothermas (Extraído del Plan Hidrográfico de la Cuenca del Tajo. MOPU).

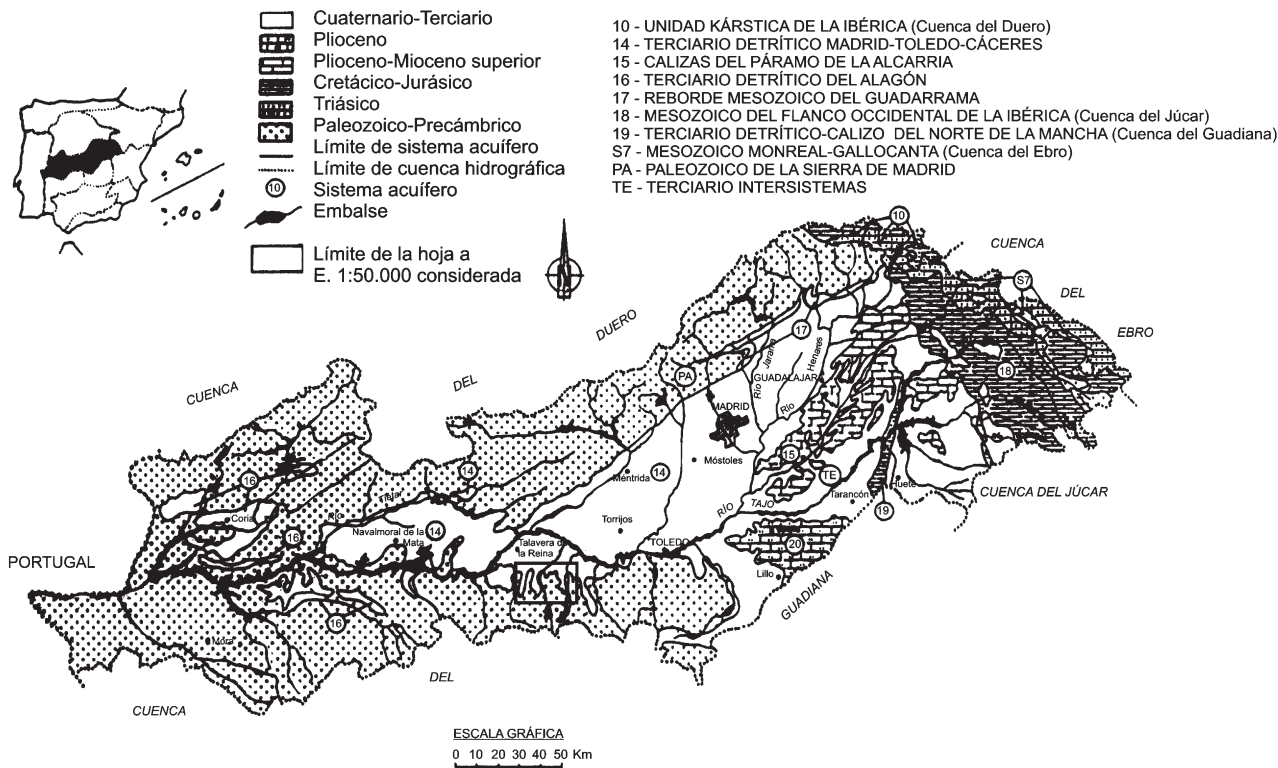


Fig. 7.2 . Mapa de situación de los sistemas acuiferos de la Cuenca del Tago de la Hoja de Los Navalmorales.

CUADRO RESUMEN INVENTARIO PUNTOS DE AGUA. LOS NAVALMORALES 655							
COORDENADAS U.T.M.							
Nº MUESTRA	X	Y	Z	Litología	ph	Conduct. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Naturaleza
16 - 26 / 4 / 1	365500	4403500	470	Granitos	7,66	1476	Bicarbonatada cálcica
16 - 26 / 3 / 1	361200	4404950	520	Arcosas	7,65	804	"
16 - 26 / 7 / 1	350475	4397400	680	Pizarras,Cuarcitas y Calizas	7,79	648	"
16 - 26 / 6 / 1	349600	4393400	725	Gravas y limos (rañas)	6.85	1571	"
16 - 26 / 2 / 1	353300	4403950	590	Granito	7,62	1526	"

Los materiales paleozoicos, que afloran en la hoja en general deben considerarse impermeables; únicamente debido a fracturación, pueden dar lugar a emergencias que en la mayoría de los casos coinciden con épocas de alta precipitación. Sin embargo, dentro de estos materiales, pueden diferenciarse las "Calizas de Los Navalucillos" y las "Cuarcitas Armoricanas". En las calizas se observa la presencia de cavidades kársticas producidas por disolución.

En la zona no existen gran cantidad de captaciones de agua, en general son los pozos domésticos, en su gran mayoría utilizados para el abastecimiento de casas de labranza, casi todos sobre los materiales terciarios.

Desde el punto de vista químico las aguas subterráneas son de naturaleza "Bicarbonatada-Cálcica", su pH oscila entre (6,8) y (7,9) y su conductividad es alta en las aguas procedentes de las áreas graníticas y baja en las del resto. La calidad química es muy variable en función de la litología, oscilando de baja dureza a dura en los materiales terciarios y muy dura en las rocas graníticas.

7.2. RECURSOS NATURALES

7.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

En esta Hoja no se conoce ni un solo indicio o labor minera antigua.

Recientemente, durante los trabajos de cartografía, sólo se ha observado en algunos puntos de las aureolas de metamorfismo de contacto de los granitoides que ciertos niveles carbonatados contienen sulfuros, pero sin revestir la menor importancia metalogénica.

7.2.2. Rocas Industriales

Actualmente no existe ninguna explotación de rocas con fines industriales en esta Hoja. Tan sólo se extrae feldespato, de una manera intermitente y pequeñas producciones en las tres canteras ubicadas en Villarejo de Montalbán. La más grande, situada junto al km 19 de la carretera que sale de dicho pueblo hacia San Martín de Montalbán, presenta tres grandes cuerpos lenticulares de cuarzo-pegmatita de 40 m de largo por 14 m de ancho que, con toda probabilidad, se acuan en profundidad.

Existen algunas canterillas, hoy día inactivas, de escasa o nula importancia, situadas en granitoides o en materiales metamórficos de su aureola térmica, que se explotaron para áridos (Ejemplos: Finca de La Bañuela Baja, Carretera Los Navalmorales-Navahermosa, etc.).

En algunas calizas cámblicas próximas a los contactos de los granitos, se observan antiguas caleras de pequeñas dimensiones. (Ejemplo: Carretera Alcaudete-La Fresneda, al Este del Río Gébalos).

Hay que reseñar también pequeñas explotaciones intermitentes de arenas, en los cauces de algunos ríos, que se destinan para áridos.

Por último se pueden destacar dos tipos de materiales susceptibles de rendimiento económico:

a) Por una parte, los materiales graníticos y corneanas tonalíticas del macizo de Alcaudete, situados en la zona Sur de la finca denominada La Berciosa. Son rocas de grano

fino y color negro que, debido a sus características estéticas, se pueden seleccionar como de interés potencial para fines industriales. Las reservas son medianas y los accesos buenos.

Otro sector sería el de las inmediaciones de Villarejo de Montalbán, donde se ha seleccionado una tonalita de alta calidad ornamental, a pesar de no existir grandes afloramientos rocosos que permitan una cómoda extracción. Es de color negro, compacta, grano fino y está compuesta básicamente por piroxenos, anfíboles y plagioclasas. Los accesos son buenos y las reservas medianas.

b) Por otra, los materiales de las "rañas", compuestos por cantos heterométricos de cuarcita, más o menos redondeados, trabados por una matriz de limos y arenas de tonos rojizo-amarillentos, los cuales pueden ser utilizados como áridos de compactación en carreteras y caminos. Los accesos de la zona son buenos y las reservas considerables.

7.3. CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS GENERALES

Los distintos materiales existentes en la Hoja, han quedado plasmados en un mapa geológico según una separación de tramos cartográficos que presentan unas características geotécnicas particulares para cada uno de ellos.

El procedimiento seguido para su estudio ha sido el dividir la superficie total en áreas de comportamiento geotécnico diferente y a su vez subdividir las en zonas que agrupan tramos cartográficos de similares características.

El criterio utilizado para la división de áreas ha sido fundamentalmente geológico, en los que se recogen aspectos litológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, que de un análisis conjunto, dan lugar a un comportamiento geotécnico de las rocas. También se ha valorado cualitativamente la permeabilidad, el drenaje, la ripabilidad, la capacidad de carga y los posibles riesgos geológicos que puedan afectar a cada zona.

En la Hoja de Los Navalmorales se han distinguido cuatro áreas y trece zonas que corresponden a los siguientes tramos cartográficos del mapa geológico:

ÁREA I

ZONA I₁: Tramos 2, 3 y 4.

ZONA I₂: Tramos 1, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 y 12.

ÁREA II

ZONA II₁: Tramos 13 y 14

ZONA II₂: Tramos 15 y 17

ZONA II₃: Tramo 16

ZONA II₄: Tramos 18 y 20

ZONA II₅: Tramo 19

ÁREA III

ZONA III₁: Tramos 21 y 22

ZONA III₂: Tramo 23

ÁREA IV

ZONA IV₁: Tramo 24

ZONA IV₂: Tramos 26, 28, 31 y 32

ZONA IV₃: Tramos 25 y 27

ZONA IV₄: Tramo 29, 30 y 33

7.3.1. Áreas, zonas y tramos cartográficos con características geotécnicas similares

Seguidamente se describen las áreas y zonas establecidas dentro de la Hoja, así como los tramos cartográficos pertenecientes a cada zona.

7.3.2.1. Área I

Se ha dividido en dos Zonas que incluyen a todas las rocas ígneas y filonianas.

- ZONA I₁ (Tramos cartográficos 2, 3 y 4)

Están representadas por diques de cuarzo, aplita y/o pegmatitas y pórfidos graníticos intruidos entre distintas facies graníticas, con una potencia media de 2 a 5 m.

Son formaciones impermeables con permeabilidad asociada a la fracturación por donde drenan.

No son ripables y su capacidad de carga es baja por la intensa fracturación. Este mismo factor, constituye un riesgo geológico en aquellos diques de elevado resalte topográfico, en donde se pueden producir desprendimientos.

- ZONA I₂ (Tramos cartográficos 1, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 y 12)

Se incluyen en esta zona a las rocas graníticas de la Hoja, que a nivel cartográfico y petrográfico, corresponden a ocho tipos de facies con idénticas características geotécnicas y a uno formado por enclaves corneánicos.

La morfología que presenta es llana, alomada suave y con formas redondeadas típicas de la erosión del granito.

La roca en sí, se considera impermeable, aunque puede presentar una cierta permeabilidad ligada a zonas arenosas de alteración o tectonización.

En general y quitando posibles zonas de encharcamiento en áreas alteradas, existe una marcada red de escorrentía superficial.

Son materiales no ripables y con capacidad de carga elevada, eludiendo las zonas de alteración y/o elevada fracturación.

7.3.2.2. Área II

En este grupo se han separado tres zonas con diferentes tramos cartográficos, todos ellos en materiales del Cámbrico Inferior y Ordovícico Inferior y Medio.

- ZONA II₁ (Tramos cartográficos 13 y 14)

Corresponde, únicamente, a las pizarras con intercalaciones de microconglomerados.

La morfología es suave con relieves que tienen pendientes de 10 y 20%. Son fácilmente erosionables por el tipo de material en sí, por la fracturación y por la pizarrosidad. Estos rasgos permiten clasificar a la zona, como geomorfológicamente desfavorable.

El conjunto es impermeable y solo a través de fisuras (fallas, diaclasas y pizarrosidad), podrán tener circulación de agua, siempre que no se encuentren selladas.

Son materiales con ripabilidad media, con buena capacidad de carga, y no presentaran problemas de asientos.

- ZONA II₂ (Tramos cartográficos 15 y 27)

La forman pizarras, areniscas y cuarcitas en tramos alternantes centimétricos a decimétricos, pero a techo de la formación 15 (Areniscas de Azorejo) aparecen cuarcitas y areniscas con mayor entidad en paquetes métricos.

La morfología es suave con relieves que tienen pendientes de 10 a 20%. Son fáciles de erosionar en los tramos pizarrosos y alternantes y difíciles en los niveles cuarcíticos, ya que aparecen muy fracturados y con marcados planos de estratificación. Por ello, geomorfológicamente es una zona clasificada como desfavorable,.

El conjunto es impermeable y solo a través de fisuras (fallas y diaclasas) podrán tener algo de circulación de agua, siempre que no estén selladas, por lo que la escorrentía superficial será abundante.

Estos materiales presentan ripabilidad buena a media en los tramos alternantes y mala en los cuarcíticos. Su capacidad de carga es buena y no se prevén problemas de asientos.

- ZONA II₃ (Tramo cartográfico 16)

Lo constituyen calizas, del grupo Calizas de los Navalucillos y se localizan en los alrededores de La Fresneda, Los Navalucillos y Los Navalmorales.

Estas calizas se comportan como una formación permeable por fisuración y/o karstificación. No son ripables y tienen buena capacidad de carga, aunque se tienen que eludir posibles zonas karstificadas.

- ZONA II₄ (Tramos cartográficos 18 y 20)

Está constituida por pizarras, cuarcitas y areniscas que se sitúan en los relieves existentes en las proximidades de Los Navalmorales y Los Navalucillos.

La morfología es abrupta, con relieves que tienen pendientes entre el 20-30%. La disgregación se ve favorecida por el carácter tableado de los materiales y por la abundante fracturación. Todo ello indica una zona con características geomorfológicas desfavorables.

El comportamiento hidrogeológico, es el de una formación impermeable o con acuíferos aislados de interés local, que están ligados a la fracturación.

La ripabilidad es media, en áreas donde los niveles cuarcíticos son decimétricos a centimétricos por lo que, a nivel puntual, será necesario utilizar martillo. Será ripable en tramos pizarrosos con algún nivel centimétrico cuarcítico será ripable y en tramos cuarcíticos será necesario realizar voladuras.

La capacidad de carga es buena y admitirá cargas elevadas sin que se presenten problemas de asientos. Pueden presentar problemas por caída de bloques cuarcíticos y/o deslizamientos a favor de planos de estratificación.

- ZONA II₅ (Tramo cartográfico 19)

Los materiales de este tramo son cuarcitas (Cuarcita Armoricana) y dan lugar a los relieves más altos de las Sierras de la Hoja.

Presentan una morfología abrupta con pendientes del 30%, que unido a la elevada fracturación y extensas zonas coluvionales adosadas. Constituye una zona con características geomorfológicas desfavorables.

Se consideran como rocas impermeables, por lo que se ve favorecida la escorrentía superficial. Llevan una permeabilidad asociada a la fracturación y es frecuente observar fuentes, algunas de ellas en régimen permanente, incluido las épocas de verano.

Las características mecánicas son favorables, ya que tienen capacidad de carga alta y no presentan problemas de asientos. Estas rocas no son ripables. Pueden presentar problemas de caídas de bloques.

7.3.2.3. Área III

Pertenecen a este área sedimentos terciarios no cementados e incluidos en dos zonas con características propias.

- ZONA III₁ (Tramos cartográficos 21 y 22)

Lo forman areniscas, conglomerados y limos rojos con amplia representación cartográfica en la mitad occidental de la Hoja.

Presentan una morfología plana con ligera inclinación hacia el N; por lo que no plantean problemas de tipo geomorfológico.

Es una zona impermeable o con algún acuífero aislado condicionado por la potencia del tramo y la abundancia de limos en la matriz o base arenosa. En conjunto el drenaje es malo, por lo que se producen abundantes áreas encharcadas.

La ripabilidad es buena, y la capacidad de carga y asentamientos de tipo medio.

- ZONA III₂ (Tramo cartográfico 23)

Corresponden a esta zona arcosas por lo general poco cementadas, que se ubican formando replanos en grandes superficies de la Hoja. No presentan problemas geomorfológicos resaltables, aunque si se observan signos de erosión lineal (abarrancamientos y entalladuras).

En conjunto estos materiales con permeables pero estarán ligados a la cantidad de matriz limosa que contenga para que pierda este carácter. Es normal encontrar en profundidad niveles acuíferos definidos y continuos.

Son materiales ripables y su capacidad de carga y magnitud de asentamiento son de tipo medio.

7.3.2.4. Área IV

Se agrupan en este área cuatro zonas con características diferentes, incluidas todas ellas dentro del pliocuaternario y cuaternario.

- ZONA IV₁ (Tramo cartográfico 24)

Corresponden a conglomerados, arcillas y arenas que presentan una morfología plana con ligera inclinación hacia el N o el S. En general, no plantean problemas geomorfológicos.

Es una formación impermeable o con algún acuífero aislado, condicionado por la potencia del tramo y la ausencia de arcilla en su matriz. En conjunto el drenaje es malo, por lo que se producen abundantes zonas encharcadas.

La ripabilidad es buena, y la capacidad de carga y asentamientos de tipo medio.

- ZONA IV₂ (Tramos cartográficos 26, 28, 31 y 32)

Son cantos cuarcíticos, arenas y limos correspondientes a glaciares, coluviones y conos, existentes como recubrimiento de laderas, con mayor o menor inclinación, tanto de relieves paleozóicos como graníticos.

Dada la morfología de los mismos, presentarán problemas de deslizamientos en las áreas de mayor pendiente (coluviones y conos).

Es un conjunto permeable y semipermeable donde el drenaje se efectúa por infiltración y escorrentía.

La ripabilidad es buena y la capacidad de carga baja-media. El carácter errático de estos sedimentos puede provocar asientos diferenciales en obras de cimentación.

- ZONA IV₃ (Tramos cartográficos 16 y 18)

La zona se encuentra formada por gravas, arenas y limos que corresponden a terrazas que se disponen aisladas y a escasos metros sobre la cota del nivel de base de los actuales cursos de agua.

Son permeables y su drenaje se realiza por infiltración.

Como característica mecánica mencionar que son materiales ripables con capacidad de carga media. Los riesgos más comunes en estos materiales, son los asientos diferenciales en las cimentaciones y la presencia del nivel freático alto al realizar excavaciones y zanjas.

- ZONA IV₄ (Tramos cartográficos 29, 30 y 33)

Se trata de los limos y arenas con cantos cuarcíticos de naturaleza aluvial que rellena los fondos de valle. Son materiales permeables y semipermeables cuyo drenaje se hace por infiltración y escorrentía.

La ripabilidad es fácil y su capacidad de carga entre baja y muy baja.

Como riesgo mayor en esta zona, se encuentran las inundaciones, aunque también hay que tener en cuenta el alto nivel freático que afectará a cualquier obra de excavación que se realice.

Los asientos diferenciales en las cimentaciones, se verán afectados por el carácter errático y la escasa compactación de los materiales.

8. PATRIMONIO NATURAL DE INTERÉS GEOLÓGICO

Un Punto de Interés Geológico (P.I.G.) puede ser definido como un lugar o área que muestra una o varias características consideradas de especial relevancia para interpretar y evaluar los procesos geológicos que, de una manera continuada, han ido modelando nuestro planeta a lo largo de miles de millones de años. Por consiguiente, se trata de un recurso natural no renovable, de índole cultural, que debe ser protegido, ya que su desaparición o tratamiento inadecuado constituye un daño irreparable para el conocimiento de la historia de nuestro planeta, que es, en definitiva, nuestra propia historia como seres vivos.

El creciente interés de la sociedad por los problemas medio-ambientes ha motivado que las autoridades, diversos colectivos sociales e instituciones, se hayan sensibilizado ante la necesidad de conservar nuestro entorno natural como patrimonio cultural de la humanidad. En este sentido, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) comenzó en 1978 la labor de realizar una serie de estudios encaminados a obtener un inventario de aquellos puntos que, por su singularidad geológica, deben ser conocidos y protegidos con fines científicos, educativos y/o turísticos.

- RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

En la Hoja de Los Navalmorales son escasos los puntos con potenciabilidad de ser inventariados en base a los criterios aplicados. Por una parte, la escasa calidad de los afloramientos, así como la reducida singularidad de los mismos, ha impedido seleccionar puntos con un mínimo grado de interés geológico.

Solamente se ha seleccionado el afloramiento de rocas de composición tonalítica de Villarejo de Montalbán.

8.1. DESCRIPCIÓN Y TIPO DE INTERÉS DEL P.I.G.

Tonalitas de Villarejo de Montalbán

Este punto se ha seleccionado por ser el único de la alineación plutónica Mora-Gálvez en el que afloran rocas de composición tonalítica a cuarzo-diorítica a escala cartográfica (unos 2 km²). Se trata de un megaenclave elongado N-S incluido en los granitos biotítico-moscovíticos con megacristales de feldespato-K. De visu se trata de una roca microgranuda, localmente anisótropa y coloración oscura; el contacto con la roca huesped es neto, aunque se observan fenómenos locales de hibridación.

Para más información remitimos al lector a la memoria y a los estudios petrográficos complementarios.

Por su interés este punto se ha clasificado de la siguiente manera:

- . Petrológico: Bajo
- . Científico: Bajo
- . Didáctico: Bajo
- . Por su influencia: Local-regional.

8.2. CRITERIOS METODOLÓGICOS EN LA SELECCIÓN

Para la selección de los puntos se han seguido los criterios dados por el IGME y por los propios investigadores que han intervenido en la confección de la presente Hoja, en función de las características de los materiales aflorantes, del tipo de afloramiento, de su importancia, etc.

Para cada uno de estos puntos se ha rellenado su ficha correspondiente, con la situación, características más destacas, influencia, accesos, fotos, etc.; la cual se adjunta al IGME como información complementaria a la memoria, para su consulta por cualquier persona o entidad interesada en los mismos.

9. BIBLIOGRAFÍA

- ALIA MEDINA, M. (1945). "Notas Morfológicas de la región toledana". *Las Ciencias*. 10, 1. 95-114.
- ALIA MEDINA, M. (1947). "Datos geomorfológicos de la región toledana: el curso inferior del río Algodor y el principio de la Mancha". *Estudios Geográficos*. 27, 313-340.
- ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MOTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J.y SOLE, J.(1988).- "Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbricos-cámbricos de la mitad suroriental de la zona centro-ibérica". *Comunicaciones II Congr. Geol. España Granada, Vol.1, pgs. 19-22*.
- ANDONAEGUI, P. (en preparación). "Geoquímica y geocronología de los granitoides del Sur de Toledo". *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.
- ANDONAEGUI, P. y BARRERA, J.L. (1984). "Petrología de dos series graníticas peraluminicas del Valdeverdeja-Aldeanueva de Barbarroja (Toledo)". *Boletín del IGME*. 95, 59-77.
- ANDONAEGUI, P. E IBARROLA, E. (1987). "Geocronología de los granitoides de Mora-Galvez (Toledo)". *Memorias II Congreso de Geoguímica de España*. 109-112.
- ANDONAEGUI, P. y VILLASECA, C. (1988). "Los granitoides del área Argés-Guadamur (Toledo)". *2º Congreso Esp. Comun.* 2: 7-10.
- APARICIO YAGÜE, A. (1970). "Nota previa sobre la geología del macizo cristalino de Toledo". *Est. Geols.*, vol. XXVI: 281-283.- APARICIO YAGÜE, A. (1971). "Estudio geológico del Macizo cristalino de Toledo". *Estudios Geológicos*. 27, 369-414.
- APARICIO, A; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L.; GARCÍA, L.; SANTOS, V. (1983). "Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central español". *Estudios Geológicos*. 39, 271-306.
- APARICIO YAGÜE, A. y GIL CID, Mª D. (1972). "Hallazgo de trilobites en el Cámbrico de los Montes-Isla de Toledo". *Estudios Geológicos*. 28, 105-109.
- BABIN, C. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (en prensa): "Middle Ordovician (Llanvirn-Llandeilo) bivalve molluscs from Spain. *Palaeontology*".
- BONJOUR, J.L.; PEUCAT, J.J.; CHAUVEL, J.J.; PARÍS, F. y CORNICHE, J. (1988): "U-Pb zircon dating of the Early Paleozoic (Arenigian) transgression in western Brittany (France): a new constraint for the Lower Paleozoic time-scale". *Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.)*, 72, pp. 329-336.

- BOUYX, E. (1970). "Contribution a l'etude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)". *Memorias del IGME*. 73, 1-273.
- BRASIER, M.D., PEREJÓN, A., DE SAN JOSÉ, M.A. (1979)- "Discovery of an importante fossiliferous. Precambrian-Cambrian sequence in Spain". *Estudios Geológicos*, vol. 35, pp. 379-383.
- BRECHLEY, P.J., ROMANO, M. y GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1986). "Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia". *Canadian society of Petroleum Geologists*, Mem. II:241-255.
- CAPOTE, R.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971). "Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del E. de la prov. de Cáceres". *Boletín del IGME*. 82, 147-151.
- CAPOTE, R. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1971). "Los materiales preordovícicos de Despeñaperros (Sierra Morena Oriental)". *Estudios Geológicos*. 27.
- CARBO, A.; BERGAMÍN, J.F.; CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; SANTA TERESA, I.; DE VICENTE, G. y ZORITA, M.C. (1987). "Estudio comparativo de la geomtería en profundidad de los cuerpos graníticos de un sector de la zona Centro-Ibérica". *Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*. Ed. Rueda.
- CASIANO DE PRADO, M. (1855). "La geologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo". *Bul. Soc. Geol. France*. 212,3-24.
- CASIANO DE PRADO, M. (1856). "Memoire sur la Géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo". *Bul. Soc. Geol. France* (2). 12,182-204.
- CASQUET, C.; FÚSTER, J.M.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1988). "Extensional tectonic and granite emplacement in the Spanish Central System". *European Geotraverse. (EGT) Proyect. Commission of the European Communities*. pp. 62-76. *Strasbourg*.
- CHAUVEL, J. (1980): "Donnees nouvelles sur quelques Cystoides Diploporites (Echinodermes) du Paléozoïque Armoricaín". *Bull. Soc. Géol. et Min. Bretagne (c)*, 12, pp. 1-28.
- CHAUVEL, J. y MELÉNDEZ, B. (1978): "Les Echinodermes (Cystoides, Astérozoaires, Homalozoaires) de l'Ordovicien moyen".
- DABRIO, C.J. (1988). "Columnas estratigráficas e informe sedimentológico sobre los materiales del Paleozoico Inferior de la Hoja 685 (Los Yébenes)". *MAGNA. Informe Interno ITGE*.

- DABRIO, C.J. (1990). "Columnas estratigráficas e informe sedimentológico sobre los materiales del Paleozoico Inferior de las Hojas 734 (Villarta de Los Montes) y 735 (Fontanarejo)". *MAGNA. Informe Interno ITGE*.
- DÍEZ BALDA, M^a A. (1982). "El Complejo Esquisto Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al S de Salamanca". *Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca*.
- DÍEZ BALDA, M^a A. (1983). "Características del elipsoide de deformación finita ligado a la segunda fase hercínica en áreas meso y catazonales del Sur de la provincia de Salamanca". *Studia Geológica Salmantica, XVIII, págs. 65-80. Salamanca*.
- DÍEZ BALDA, M^a A. (1986). "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Acta Salmantica, 52, 162 págs.. Salamanca*.
- DÍEZ BALDA, M^a A. y FOURNIER VINAS, Ch. (1981). "Hallazgo de acritarcos en el Complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca". *Acta Geol. Hisp. t. 16-3, 131-134*.
- DÍEZ BALDA, M^a A; GARCÍA CASQUERO, J.L.; MONTERERÍN LÓPEZ, C.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALFONSO, M.V. y ROBLES CASAS, R. (1990). "Nuevos datos acerca de la estratigrafía y la estructura hercínica al Sur de Salamanca". *Revista de la Sociedad Geológica de España. Vol. 3 (1-2) pp. 117-126*.
- GIL CID, D. (1970) .- "Contribución al estudio de la fauna del Ordovícico de los Montes de Toledo (Trilobites)". *Est. Geol. Vol. 26, pp. 285-295*.
- GIL CID, D. (1972 a).- "Nota sobre algunos Calymenáceos (trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo". *Est. Geol. vol. 27, pp. 285-295*.
- GIL CID, D. (1972 b).- "Sobre algunos Asaphidae (trilobites) del Ordovícico de los Montes de Toledo". *Est. Geol. vol. 28, pp. 89-101*.
- GIL CID, D. (1988).- "Redlichiidae del Cámbrico Inferior de los Navalrillos (Toledo)". *Bol. Gel. Min. T.XCIX-IV. pp. 584-591*.
- GIL CID, M.D., GUTIÉRREZ ELORZA, M., ROMARIZ, C., VEGAS, R. (1976).- "El Ordovícico y Silúrico del sinclinal de Guadarranque. Gualija (Prov. de Cáceres, España)". *Comunicaciones Servicio Geológico de Portugal. 60, pp. 17-31*.
- GIL CID, M.D., PEREJÓN, A., SAN JOSÉ, M.D. de (1976).- "Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de los Navalucillos (Toledo)". *Tecniterrae, vol, 13, pp. 1-19*.

- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914a).- "Un ejemplo de metamorfismo en los Montes de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.* t. XIV, pp. 383-385.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1914 b).- "Excursión geológica a Navas de Estena (Montes de Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat.* t. WIV, pp. 385-388.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. (1916).- "Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo". *Trab. del Mus. Nac. de Ciencias. Nat. (Ser. Geol.)*, nº 15, pp. 5-74.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1984): "Una interesante señal de actividad biológica en el Ordovícico de los Montes de Toledo". *COL-PA*, 39, pp. 17-25.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1986): "Graptolitos del Ordovícico español". *Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid* 701 pp. (inéd.).
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C. y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1983): "Estudio de los monoplacóforos (Mollusca) del Ordovícico de los Montes de Toledo (España Central)". *Estudios geol.*, 39, pp. 379-385.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; RABANO, I.; PRIETO NOGUEIRA, M. y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1984): "Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España)". *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, pp.287-319. (1984a).
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; CHAUVEL, J.; MELÉNDEZ, B. y SMITH, A.B. (2984): "Los equinodermos (Cystoidea, Homalozoa, Stellerioidea, Crinoidea) del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo y Sierra Morena (España)". *Estudios geol.*, 40, pp. 421-453.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1911). "Itinerario geológico de Toledo a Urda". *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. (Ser. Geol.)*. 1, 1-46.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929). "Datos geológicos de la Meseta Toledana Cacereña y de la fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Española Hist. Nat.* 15, 183-202.
- HERRERO MATÍAS, M. (1988). "Mapa geomorfológico E. 1:50.000 (Toledo-Sonseca)". *Memoria. Univ. Complutense/Inst. Geográfico Nacional*. 3-39.
- HERRANZ, P., SAN JOSÉ M.A. de y VILAS, L.(1977). "Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel". *Est. Geol.* 33 (4): 327-342.
- HUNTER, R. E., y CLIFTON, H. E. (1981). "Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. J. Sediment. Petrology". 52 (1): 127-143.

HUNTER, R.E., CLIFTON, H.E. y PHILLIPS, R.L. (1979). "Depositional processes, sedimentary structures and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast. J. Sediment. Petrology". 49 (3): 711-726.

IGME (1950). "Hoja geológica y memoria a E. 1/50.000, nº 655 (Los Navalmorales)".

IGME (1951 a). "Mapa geológico de España a E. 1/50.000, hoja nº 656 (Gálvez)".

IGME (1951, b). "Mapa geológico de España a E. 1/50.000 hoja nº 658 (Mora)".

IGME (1952). "Mapa geológico de España a E. 1/50.000, hoja nº 686 (Turleque)".

IGME (1972). "Mapa geológico de España a E. 1/200.000, hoja nº 53 (Toledo)".

IGME (1971). "Hoja geológica y memoria a E. 1/50.000, nº 52 (Talavera de la Reina)".

JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1983). "El Ordovícico en el Macizo Ibérico". *Libro Jubilar José M^a Ríos. 1*, 192-246.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, D. y CONDE, L. (1974). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1/1.000.000". *Servicio Publicaciones ICME*.

JULIVERT, M.; VEGAS, R.; ROIZ, J.M.; MARTÍNEZ RIUS, A. (1983). "La estructura de la extensión S.E. de la zona centroibérica con metamorfismo de bajo grado". *Libro Jubilar Jose M^a Ríos. 1*, 477-490.

LOTZE, F. (1956). "Über Sardische Becegrungen in Spanien und ihre Beziehung zur assystischen. Faltung Geotek Sympos. Zu Ehren von Stille". *Stuttgartl* 128-139.

LOTZE, F. (1960). "El precámbrico en España". *Vol. y Com. del IGME vol. 60*, pp 227-239.

LOTZE, F. (1961). "Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España". *Notas y Comunicaciones del IGME. 61*, 137-161.

LLOPIS, N. y SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1965). "Sur les caractères morphotectoniques de la discordance precambrienne au Sud de Toledo (Espagne)". *C.R. Somm. Soc. Geol. France. 7:220-221*

MARRE, J. (1982). "Méthodes d'analyse structurales des granitoides". *B.R.G.M. Orleans cadex. France*.

- MARTÍN ESCORZA, C. (1971). "Estratigrafía del Paleozoico en Mora de Toledo (Toledo)". *Boletín Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*. 69,261-265.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1974). "Estudio geotectónico del Paleozoico inferior de los Montes de Toledo Surorientales (Urda-Fuente del Fresno)". *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). "Las "capas de transición", Cámbrico inferior y otras series pre-ordovícicas (Cámbrico Sup.?) en los Montes de Toledo S. Orientales". *Estudios Geológicos*. 33, 591-613.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1977). "Nuevos datos sobre el Ordovícico inf. El límite cámbrico-ordovícico y fases sárdicas en los Montes de Toledo". *Cons. Geotec. Estudios Geológicos*. 33, 57-58.
- MARTÍN HERRERO, D.; IGLESIAS PELÁEZ, A. y GRACIA PRIETO, J. (1990). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº 654 (17-27) Navahermosa. ITGE*.
- MARTÍN HERRERO, D.; UGIDOS MEANA, J. M^a; NOZAL MARTÍNEZ, F. y PARDO ALONSO, M.V. (1988). "Mapa geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 527 (12-21). Sequeros". *I.T.G.E.*
- MARTÍN SERRANO, A. (1986). "Mapa geológico de España a E. 1:50.000. Hoja nº 710 (Retuerta del Bullaque)". *I.T.G.E.*
- MELÉNDEZ, B. (1958): "Nuevo Cistideo del Ordoviciense de los Montes de Toledo". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 50, pp. 323-329.
- MONTESERÍN, V. (1981). "Mapa geológico de España E. 1:50.000. Hoja 682 (Sevilleja de la Jara)". *MAGNA. Mapa Geológico Nacional de España. IGME*.
- MONTESERÍN, V. (1984). "Cartografía geológica y Memoria de las hojas MAGNA nºs 15-27. (Sevilleja de la Jara); 14-26 (Valdeverdeja); 13-26 (Jarraicejo)". *Mapa Geológico Nacional. IGME*.
- MOLINA, E. y ALEIXANDRE, T. (1978). "Estudio de las acumulaciones de carbonatos y procesos de alteración desarrollados bajo la superficie pliocena del Tajo". *Granada, Proceedings of the 5th Intern. Working Meeting on Soil Micromorphology*.501-521.
- MOLINA, E. (1980). "Alteración relictas y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Studia Geológica Salmanticensia*. 16, 15-25.

- MOLINA, E.; BLANCO, J.A., PELLITERO, E.; CANTANO, M. (1986) "Weathering processes and morphological evolution of the Spanish Hercynian Massif". *International Geomorphology*, 1986. John Wiley and Son. 2, 957-978.
- MORENO, F. (1977). "Estudio geológico de los Montes de Toledo occidentales". *Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid*.
- MORENO, F. (1977) "Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticl. de Valdelacasa y el Valle de Alcudia". *Studia Geológica*. 12, 123-136.
- MORENO, F. (1981): "Memoria explicativa de la Hoja nº 711 (Las Guadalerzas) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2ª Serie)". *Inst. Geol. Min. España*, 31 pp.
- MORENO, F. y GÓMEZ, V. (1985). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja nº 683 (Espinoso del Rey)". I.T.G.E.
- MORENO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1976). "Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "sárdica" en el anticl. de Valdelacasa (M. Toledo)". *Brevioria Geol. Astúrica*. 1, 8-16.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1976). "Los Montes de Toledo". *Dpto. Geografía de la Universidad de Oviedo. Instituto J.S. Elcano (CSIC)*
- NELSON, C.H. (1981). "Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems. *J. Sediment. Petrology*". 52 (2): 537-545.
- NOZAL, F. (1981) "Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja nº 708 (Minas de Santa Quiteria)". *Mapa Geológico Nacional MAGNA. IGME*.
- NOZAL, F. (1984). "Cartografía geológica y Memoria de las hojas E. 1:50.000 (15-28), Sta Quiteria; (14-27), Castañar de Ibor; (18-27), Aldeacentenera". *Mapa Geológico Nacional MAGNA. IGME*.
- NOZAL, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (1988). "Mapa Geológico de España E. 1:50.000 Hoja nº (16-28) Anchuras". *MAGNA. ITGE*.
- PARIS, F.; ROBARDET, M.; DURAND, J. y NOBLET, C. (1982): "The Lower Ordovician transgression in South-West Europe. *Palaeont*". *Contr. Univ. Oslo*, 280, p. 41.
- PEREJÓN, A.; MORENO, F.; VEGAS, R. (1976). "Datación de las calizas del Cámbrico inf. de Los Navalucillos (Montes de Toledo). Fauna de arqueociatos". *Brevioria Geológica Astúrica*. 20, 33-46.

- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982). "Neógeno y cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo". *Edit. de la Universidad complutense 179/82. 1-787.*
- PORTERO, J.M. y DABRIO, C.J. (1988). "Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava". *Memorias II Congreso Español de Geología.*
- RABANO, I. (1985): "Precisiones sobre los trilobites del Arroyo Acebrón (Ventas con Peña aguilera, Toledo)". *COL-PA, 40, pp. 9-17.*
- RABANO, I. (1989a): "El género Uralichas DELGADO, 1892 (Trilobita, Lichaida) en el Ordovícico de la Península Ibérica". *Bol. Geol. Min., 100 (1), pp. 21-47.*
- RABANO, I. (1989b): "Trilobites del Ordovícico medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I. Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos". *Bol. Geol. Min., 100 (4), pp. 307-308.*
- RABANO, I. (1989c): "Idem. Parte III. Agnostina y Asaphina". *Bol. Geol. Min., 100 (4), pp. 541-609.*
- RABANO, I. (1989d): "Idem. Parte III. Calymenina y Cheirurina". *Bol. Geol. Min., 100 (5), pp. 767-841.*
- RABANO, I. (1989e): "Idem. Parte IV. Phacopina, Scutelluina, Odontopleurida y Lichida". *Bol. Geol. Min., 100 (6), pp. 971-1032.*
- RAMSAY J.F. (1967). "Folding and fracturing of rocks". *Mc Graw- Hill. Book. Company.*
- ROBLEDO RANEA, J.L. (1973). "Metamorfismo de contacto en las Sierras de San Pablo y Navahermosa (Toledo)". *Tesis de licenciatura: Univ. Complutense de Madrid. (Inédito).*
- ROIZ, J.M. (1979). "La estructura y la sedimentación herciniana en especial el Precámbrico superior en la región de Ciudad Real-Puertollano". *Tesis doctoral. Univ. Complutense de Madrid.*
- SAN JOSÉ LANCHÁ, M.A. DE (1969). "Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de S. Pablo de los Montes de Toledo". *Cuadernos de Geología Ibérica. 1, 335-345.*
- SAN JOSÉ, M.A.; PELÁEZ, J.R.; VILAS, L.; HERRANZ, P.(1974). "Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de Toledo". *Boletín del IGME. 85, 21-31.*

- SARG, J.F. (1988). "Carbonate sequence stratigraphy". *S.E.P.M. Spec. Pub.* 42: 155-181.
- SDZUY, K. (1971). "Acerca de la correlación del Cámbrico Inferior en la Península Ibérica". I *congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica (II)* 1: 753-766.
- SANTA TERESA, I. (1982). "Estudio en profundidad del granito de Orgaz (Toledo), en base a datos gravimétricos". *Tesis de licenciatura; Univ. Complutense de Madrid. (Inédito)*.
- SANTA TERESA, I.; CARBO, A.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; (1983). "Geometría en profundidad del granito de Orgaz en base a datos gravimétricos". *Studia Geológica Salmanticensia*, 18, 237-250.
- TAMAIN, G. (1972). "Recherches géologiques et minieres en Sierra Morena oriental (Espagne)". *These. Univ. Paris Sud. (Centre d'Orsay)*.
- VAN WAGONER, J.V., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F. LOUTIT, T.S. y HAN-
DERBOL, J. (1988). "An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions". *S.E.P.M. Spec. Pub.* 42: 39-45.
- VADOUR, J. (1979). "La región de Madrid. Alterations, soils et paleosoils". *Ed. Ophrys.* 5-390.
- VÁZQUEZ, F.; DE MIGUEL, J.M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1988). "Mapa Geológico de España E. 1/50.000. Hoja nº 685 (18-27). Los Yébenes". I.T.G.E.
- VEGAS, R.; ROIZ, J.M. (1979). "La continuación hacia el E. de las estructuras hercínicas de las regiones de Las Villueras, Guadalupe y Almadén (c. Luso-or-alcu)". *Tecniterrae*, 8, 1-5.
- VIDAL BOX, C. (1944). "La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus montes-islas". *Las Ciencias*, 1, 82-111.
- ZAMARREÑO, I.; VEGAS, R.; MORENO, F. (1976). "El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sucesión cámbrica de los Montes de Toledo Occ". *Brevioria Geol. Astúrica*, 20, 4-56.

ISBN 978-84-7840-793-4



9 788478 407934