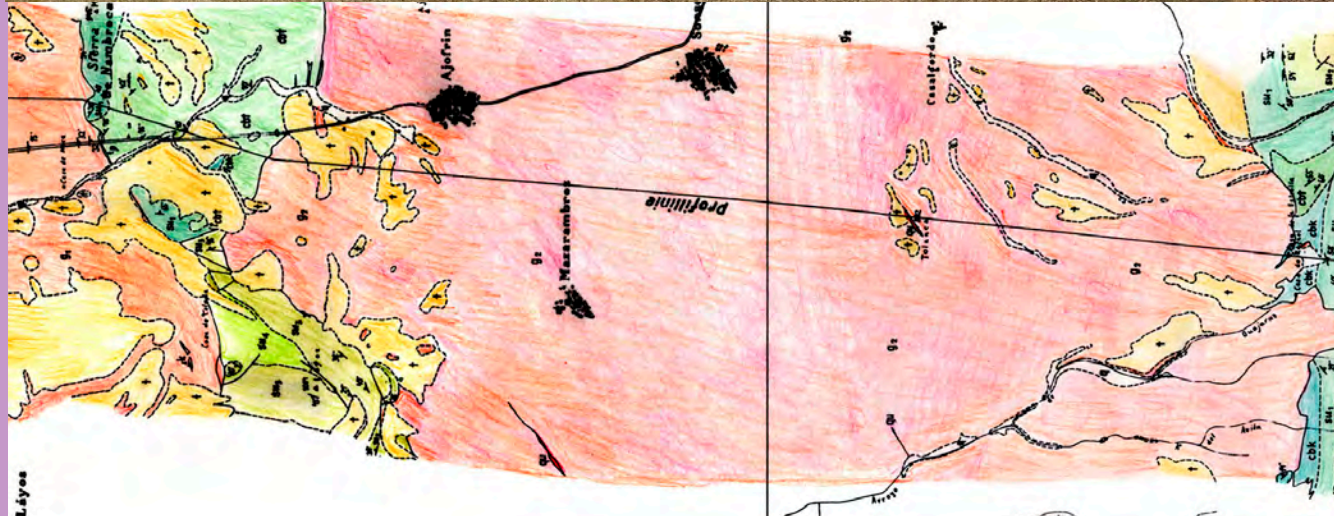
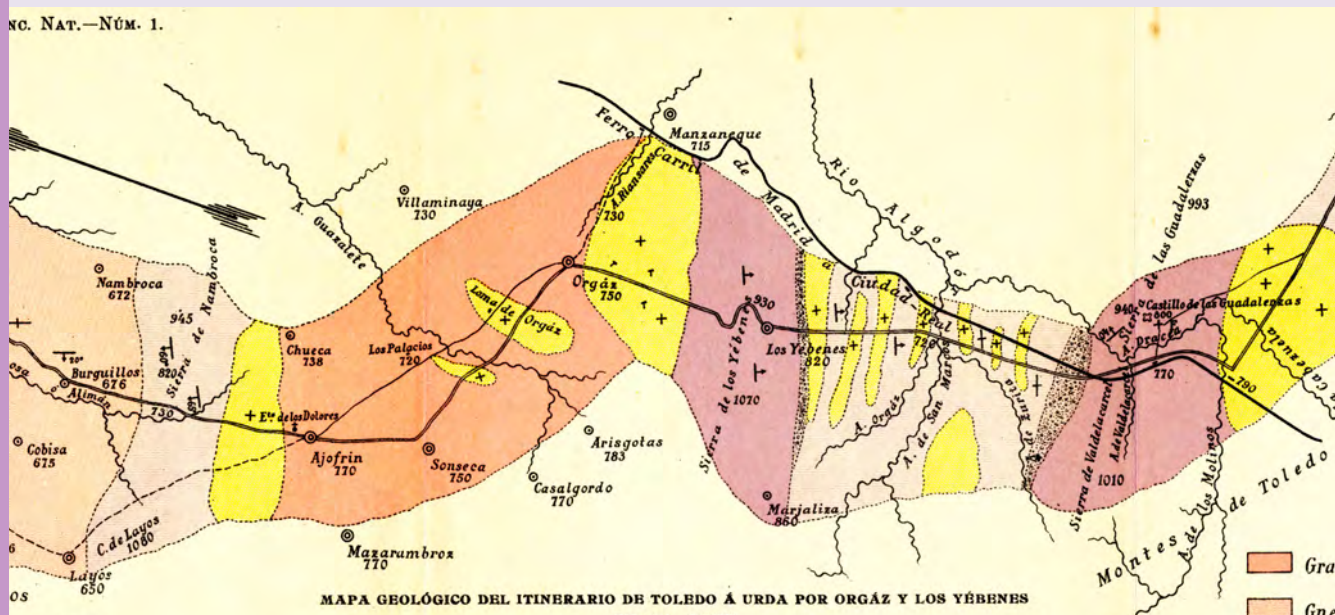


# Geología y paisaje de los Montes de Toledo centro-orientales



Miguel Ángel de San José, Rudolf Merten,  
Antonio Perejón, Elena Moreno-Eiris y  
Silvia Menéndez

## XIX Bienal RSEHN - UCLM









**XIX Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural  
Universidad de Castilla La Mancha**

# **GEOLOGÍA Y PAISAJE DE LOS MONTES DE TOLEDO CENTRO-ORIENTALES**

**Guía de la excursión**  
Toledo 7 de septiembre de 2011

**Miguel Ángel de San José, Rudolf Merten,  
Antonio Perejón, Elena Moreno-Eiris y Silvia Menéndez**

## **DIRECCIÓN DE LOS AUTORES**

### **Miguel Ángel de San José**

Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. masanjos@geo.ucm.es.

### **Rudolf Merten**

Avenida de Brasilia, 13. 28028 Madrid. rmerten@terra.es

### **Antonio Perejón**

Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. aparqueo@geo.ucm.es.

### **Elena Moreno-Eiris**

Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 28040 Madrid. eiris@geo.ucm.es.

### **Silvia Menéndez**

Museo del Instituto Geológico y Minero de España. Ríos Rosas, 3. 28003 Madrid.  
s.menendez@igme.es

Real Sociedad Española de Historia Natural

[www.historianatural.org](http://www.historianatural.org)

email: [rsehno@bio.ucm.es](mailto:rsehno@bio.ucm.es)

ISBN: 978-84-936677-7-1

Depósito Legal: M-31056-2011

## ÍNDICE

1. RESEÑA HISTÓRICA .....	7
2. SÍNTESIS GEOLÓGICA DE LA EXCURSIÓN .....	11
3. MARCO GEOLÓGICO Y PAISAJÍSTICO .....	13
4. DESARROLLO DE LAS PARADAS .....	27
Parada 1. El Macizo Cristalino de Toledo y sus Fallas de borde .....	27
Parada 2. El Cerro de la Rosa .....	29
Parada 3. La Loma de Orgaz .....	30
Parada 4. El Puerto de Los Yébenes .....	32
Parada 5. Las Canteras de Urda .....	34
Parada 6. La Sección de Los Campillos .....	36
Parada 7. Los Cortijos de Malagón .....	37
Parada 8. Valdecioso .....	41
Parada 9. La Cruz del Granujal .....	43
BIBLIOGRAFÍA .....	46

## AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren expresar su profundo agradecimiento a D. Carlos Alonso Recio, técnico de fotografía del Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, por el tratamiento informático de las imágenes, sobre todo las de los trabajos antiguos y las de los alumnos de Lotze, para su mejor reproducción con los medios actuales, así como su dedicación e interés en este cometido. A la Dra. Ana María Moreno por su eficaz colaboración en la elaboración de la Guía de la excursión. Al Dr. Alfredo Baratas por el diseño de las cubiertas y la maquetación del libro.





## 1. RESEÑA HISTÓRICA

### 1.1. *Introducción*

Con la excursión geológica que vamos a realizar sobre la Geología y paisaje de los Montes de Toledo centro-orientales, conmemoramos el primer Centenario de la llevada a cabo en 1911 entre Toledo y Urda, por Don Eduardo Hernández-Pacheco y tres de sus alumnos, Ismael Del Pan, Bartolomé Dardér y Pedro Castro.

El itinerario que seguiremos incluye compe-to el realizado en 1911 por nuestros maestros, con una ampliación hacia el sur para visitar primero la histórica localidad de “Los Cortijos de Malagón”, donde Casiano de Prado encontró en 1855 los primeros trilobites españoles de la Fauna primordial, y a continuación observar una interesante y muy completa sucesión del Ordovícico, de esta área de los Montes de Toledo.

Los avances en el conocimiento e interpretación de los datos geológicos en estos cien años, serán analizados y discutidos en una Comunicación que presentará en la Bienal el Dr. Rudolf Merten, uno de los autores de esta Guía y de los directores de la excursión, el cual nos ilustrará sobre el terreno sobre alguno de ellos.

Por la importancia de la excursión dirigida por Don Eduardo en 1911, cuyo objeto era el mejor conocimiento geológico sobre la meseta toledana, y la circunstancia de celebrar este año 2011 su centenario, hemos considerado que sería de interés enmarcar su desarrollo en el contexto de la actividad científica de la época, analizando las circunstancias históricas que la promovieron, esbozando una síntesis de la vida de los protagonistas y finalmente poniendo de manifiesto como fue la génesis y desarrollo de la excursión (Fig. 1).

### 1.2. *Las circunstancias académicas y científicas*

Los naturalistas que llevaron a cabo las investigaciones geológicas en los Montes de Toledo se habían formado en la Sección de Naturales de la Facultad de Ciencias de la Universidad Central, estudios que, hasta 1910, sólo se impartían en esta Universidad. Los maestros que los enseñaron y las materias que estudiaron estaban enmarcadas en la Licenciatura en Ciencias, Sección de Naturales, cuyo plan de estudios vigente era el establecido en el Real Decreto de 4 de agosto de 1900 (Gaceta de Madrid, de 7 de agosto de 1900). Este plan establecía las dieciséis asignaturas que debían cursarse y que eran las siguientes:

Mineralogía y Botánica (Primer año), Geografía y geología dinámica (Segundo año), Cristalografía (Segundo año), Mineralogía descriptiva (Tercer año), Geología geognóstica y estratigráfica (Cuarto año), Técnica micrográfica é Histología vegetal y animal, Organografía y fisiología vegetal, Fitografía ó Botánica descriptiva, Zoología general, Organografía y fisiología animal, Zoogra-

fía de animales inferiores y moluscos vivientes y fósiles, Zoografía de articulados vivientes y fósiles, Zoografía de vertebrados vivientes y fósiles, Antropología (Doctorado), Psicología experimental, Química biológica (estudiada en la Facultad de Farmacia).

De estas asignaturas, que en parte se impartían en el Museo de Ciencias Naturales, sólo cuatro eran estrictamente geológicas, siendo de destacar la inclusión de Cristalografía en Segundo curso, aunque también otras cuatro tenían una parte de la materia de índole geológica, como Mineralogía y Botánica y la parte relativa a los fósiles de las tres Zoografías. Los cambios más significativos del Plan de 1900 con respecto al anterior, dentro de las materias geológicas, tenían que ver con la aparición de la materia Geografía y geología dinámica, en lugar de la desaparecida Paleontología Estratigráfica, y de la Mineralogía descriptiva que correspondería a una nueva denominación de la anterior Ampliación de Mineralogía (PEREJÓN & GOMIS, 2005).

Durante 1911, se incorpora a la Facultad de Ciencias de Madrid Odón de Buen y del Cos (1863-1945) que cubre la vacante producida por el fallecimiento de Salvador Calderón y Arana (1851-1911), asumiendo la disciplina de Mineralogía y Botánica. De otra parte Eduardo Hernández-Pacheco y Estevan se incorpora como catedrático de Geología geognóstica y estratigráfica, para ocupar la vacante producida por jubilación de José Solano y Eulate (1841-1912). La cátedra de Cristalografía estaba regentada entonces por Lucas Fernández Navarro (1869-1930), que en 1912 acumula a la Cristalografía la Mineralogía descriptiva. El Plan de estudios vigente era el establecido en el R.D. de 4 de agosto de 1900, aunque para entonces ya la Universidad Central no era la única dispensadora de este título, lo compartía con la Universidad de Barcelona, por Real Decreto de 16 de septiembre de 1910.

La ampliación de la formación de los científicos españoles en centros extranjeros y la dotación de sus investigaciones en nuestro país, se vieron favorecidas por la creación en 1907 de la Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas (JAE) (R.D. de 11 de enero de 1907), siendo Ministro de Instrucción Pública y Bellas Artes Amalio Gimeno (1852-1936), en el Gobierno liberal del marqués de la Vega de Armijo (1824-1908). En la sesión de constitución, celebrada el día 15 de enero de 1907, presidida por el Sr. Ministro, fueron elegidos Santiago Ramón y Cajal (1852-1934) como presidente, y José Castillejo Duarte (1877-1945) como secretario de la misma.

Como recogía el artículo 1º del Real decreto fundacional, la Junta tendría a su cargo: el servicio de ampliación de estudios dentro y fuera de España; las delegaciones en congresos científicos; el servicio de información extranjera y relaciones internacionales en materia de enseñanza; el fomento de los trabajos de investigación científica; y, por

último, la protección de las instituciones educativas en la enseñanza secundaria y superior.

Al incorporarse Eduardo Hernández-Pacheco a sus actividades docentes e investigadoras en la Facultad y el Museo, en el curso 1910-1911, inicia sus estudios geológicos sobre la meseta toledana bajo el patrocinio de la JAE, como se refleja en la *Memoria correspondiente á los años 1910 y 1911* (1912: 161-162):

“2º. *Estudios geológicos en el Centro y Sureste de la meseta española*, bajo la dirección de D. Eduardo Hernández-Pacheco. El curso comenzó en Febrero.

Los trabajos realizados se refieren al estudio de dos territorios, cuyo conocimiento es de gran importancia para el de la constitución é historia geológica de la meseta española. [.....]

Otro territorio, cuyo estudio se ha comenzado es el comprendido entre el Tajo y el Guadiana, una de las zonas de España menos conocidas en el concepto geológico. En los primeros días de Marzo [*sic*] realizaron, profesor y alumnos, una expedición desde Toledo hasta la divisoria con el Guadiana, á través de la meseta toledana. Su resultado ha sido un estudio, en prensa, sobre investigaciones geológicas en la meseta toledana (Itinerario geológico de Toledo á Urda por Orgaz y los Yébenes).

Los alumnos tenían muy diferente grado de preparación, lo cual no ha sido obstáculo, antes bien ha favorecido la buena marcha de la investigación”.

En la sesión celebrada por la Real Sociedad Española de Historia Natural el día 5 de Julio de 1911, presidida por D. José Rodríguez Mourelo, “El Sr. Hernández-Pacheco refiere algunos pormenores de su reciente excursión geológica á la provincia de Toledo” (*Boletín de la RSEHN*, 11: 323, 1911), y en el mismo tomo se publica, con el mismo título *Itinerario geológico de Toledo á Urda*, una síntesis del desarrollo y de los resultados más relevantes obtenidos en la excursión. (*Boletín de la RSEHN*, 11: 376-380, 1911).

En la referencia a la excursión, aparecida a finales de julio de 1911 en el *Boletín* de la Institución Libre de Enseñanza, con el título *Resultados de una excursión geológica por la meseta toledana* (*BILE*, XXXV, núm. 616: 218-221, 1911), la reseña de la excursión es idéntica a la publicada en el *Boletín* de la Española, a principios del mismo mes, y la introducción reproduce la incluida en la publicación del “*Itinerario*” en 1912. Pero el primer párrafo de esta nota, que transcribimos a continuación, nos aporta nuevos datos sobre la fecha de su realización y de los colaboradores en la misma:

“La excursión a que se refiere esta nota, la realizamos en los primeros días del pasado mes de Abril, acompañados del antiguo alumno de la Institución D. Pedro Castro, y de los de la Facultad de Ciencias D. Ismael Del Pan y D. Bartolomé Darder; los tres alumnos, colaboradores en el

curso de estudios geológicos que, por la Junta de Ampliación de Estudios nos está encomendado.”

También al año siguiente en la publicación del estudio realizado *Itinerario geológico de Toledo á Urda*, incide en las circunstancias del trabajo de la forma siguiente:

“Finalmente como los trabajos que nos ha encomendado la JUNTA PARA AMPLIACIÓN DE ESTUDIOS E INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS tienen una doble finalidad: primero, las investigaciones de geología de España; segundo, contribuir á formar plantel de especialistas en esta clase de conocimiento, tenían también por objeto las expediciones realizadas que los alumnos que colaboran en nuestros estudios se adiestraran en la manera de trabajar y efectuar las observaciones geológicas en el campo. Respecto á esta última finalidad no diré aquí nada, pues en la nota que presenté para los ANALES de la Junta, respecto á los resultados del curso, van expuestas las consideraciones que en este respecto se me ocurren, y únicamente debo hacer constar la eficaz é inteligente colaboración de los tres alumnos del curso, Sres. Pan Fernández, Castro Barea y Dardér Pericás.” (HERNÁNDEZ PACHECO, 1912: 4-5).

### 1.3. *Los personajes*

**Eduardo Hernández-Pacheco y Estevan** (1872-1965) cursó la Licenciatura en Ciencias, Sección de Naturales, en la Universidad Central, única en la se que podía estudiar entonces, salvo el curso 1891-92, que estudió en la Universidad de Barcelona por traslado de su padre a esta ciudad. Presenta y defiende su Tesis Doctoral en 1896, con el trabajo “Los gneises de la Sierra de Montánchez” bajo la dirección de Salvador Calderón, aunque realizó el estudio micrográfico de las rocas en la Casa Laboratorio que D. José Macpherson (1839-1902) tenía instalado en su domicilio de la calle Exposición número 4 de Madrid y al que considera su maestro.

Ya doctor fue profesor Ayudante en el Instituto de Cáceres (1896-98) y en la Universidad de Valladolid (1898). Al año siguiente, 1899, gana por oposición la Cátedra de Historia Natural del Instituto de Enseñanza Secundaria de Córdoba, donde permanece hasta 1910 y en el que desarrolla una intensa labor investigadora, docente y social.

Por concurso oposición obtiene, en mayo de 1910, la Cátedra de Geología geognóstica y estratigráfica, en la Universidad Central, plaza vacante por jubilación de D. José Solano y Eulate. Cátedra de la que es titular hasta su jubilación en 1942. Falleció en 1965 en Alcuéscar (Cáceres) donde reposan sus restos (Fig. 2).

Aunque la actividad investigadora de Don Eduardo se inicie en 1896 con un trabajo petroológico, como se ha apuntado ya, pronto decanta sus investigaciones hacia la Estratigrafía y Paleontología, publicando sus primeros trabajos de relevancia geológica y paleontológica en 1914 sobre el Mioceno de Palencia y los vertebrados terrestres del Mioceno de la Península Ibérica.



Fig. 2. D. Eduardo Hernández-Pacheco y Estevan [Madrid, 1872, Alcuéscar (Cáceres) 1965].

La que más tarde sería denominada Escuela Paleontológica de Madrid, se inicia bajo el magisterio de Don Eduardo que desde su cátedra en la Universidad, cuya Sección de Naturales tiene una de sus sedes en el Museo, desarrolló y promovió importantes investigaciones sobre fósiles de invertebrados paleozoicos, vertebrados del Mioceno de la Península Ibérica y sobre los mamíferos fósiles de la Mancha. Esta última línea de trabajo fue continuada por su discípulo y colaborador José Royo Gómez (1895-1961), que amplió sus áreas de trabajo y líneas de investigación a los vertebrados del Wealdense (dinosaurios, peces y quelonios), los peces terciarios y el estudio de las grandes tortugas del Mioceno continental. También se pueden incluir en esta Escuela Paleontológica a los discípulos de Don Eduardo, Federico Gómez Llucca (1889-1960), estudioso de los Nummulítidos de España y a Bermudo Meléndez Meléndez (1912-1999), estudioso de diversos grupos de invertebrados del Paleozoico español. Este último y sus discípulos en la Universidad Complutense de Madrid, han continuado la labor de esta Escuela durante todo el siglo XX (PEREJÓN & GOMIS, 2005).

Para más información sobre la vida y la obra de Eduardo Hernández-Pacheco puede consultarse, entre otros, ANÓNIMO (1954); CANDEL VILA

(1962); VV AA (1966); BARRERA MORATE (2000) y LOZANO LOZANO (2004).

**Ciriaco Ismael Del Pan Fernández** (1889-1968), cursó los estudios de Ciencias Naturales en la Universidad de Madrid y se licenció en 1911, pasando a ser Ayudante becario del Museo de Ciencias Naturales del profesor Eduardo Hernández-Pacheco, realizando, bajo su dirección, trabajos de investigación geológica en la meseta española y colaborando en el curso práctico de Mineralogía patrocinado por la JAE e impartido en el Museo. En 1911 obtuvo por oposición la cátedra de Historia Natural y Fisiología e Higiene del Instituto General y Técnico de Cáceres. En 1914 vuelve al Museo, probablemente en comisión de servicio, como agregado, encargándose de los cursos prácticos de Geología y Paleontología, obteniendo en 1918 el grado de Doctor.

En 1919 por concurso se traslada al Instituto de Toledo en el que Del Pan no encontró, entre los compañeros del Instituto, el estímulo necesario para continuar sus trabajos de investigación. Apoyo que si tendrá entre los miembros de la Academia de Toledo (GARCÍA MARTÍN, 1999). A pesar de ello encauzó sus primeros trabajos de campo a los aspectos prehistóricos y geológicos del entorno de la capital que posteriormente amplía a la comarca de los Montes de Toledo, publicando varios trabajos sobre diversos aspectos de la geología y los yacimientos minerales de la provincia de Toledo, datos que utiliza para realizar salidas de campo con sus alumnos.

En relación con los fondos depositados en el Gabinete de Historia Natural del Instituto de Toledo, publica varios trabajos, en 1925 sobre el material de proboscídeos allí depositado, en 1926 sobre el contenido de la Colección de dicho Gabinete y el mismo año recupera, estudia, clasifica y publica el *Catálogo* de una interesante colección histórica de mármoles procedente del Gabinete de la Naturaleza que creara el cardenal Francisco Antonio de Lorenzana (1722-1804), a finales del siglo XVIII y que se conservaba incompleta y en mal estado, en el laboratorio de Ciencias Naturales del Instituto (DEL PAN, 1926).

En 1931 solicita el traslado del Instituto, debido a las profundas discrepancias políticas mantenidas con sus compañeros del Claustro, tanto al instaurarse el Directorio militar, en 1922, como en la proclamación de la República, en 1931. Como resultado del concurso fue destinado al Instituto Jaime Balmes de Barcelona en 1932. En 1941 obtuvo por concurso de traslado la cátedra de Historia Natural y Fisiología e Higiene del Instituto Lope de Vega de Madrid, donde permaneció hasta su jubilación en 1959.

**Bartolomé Dardér Pericás** (1894-1944), cursó sus estudios universitarios en Barcelona y Madrid, y una vez licenciado en Ciencias Naturales en 1916, fue profesor de los Institutos de Enseñanza Media de San Sebastián, Tarragona y Tor-

tosa. Inició sus investigaciones geológicas en el Laboratorio del Museo de Ciencias Naturales de Madrid, bajo la dirección de D. Eduardo Hernández-Pacheco, incidiendo en los estudios tectónicos de la Península, BATALLER (1946: 281) dice que “[Dardér] ha sido uno de los mejores tectónicos que ha tenido España”, realizando importantes investigaciones sobre tectónica y estratigrafía en las Baleares, su tierra natal y en la región levantina; también destacó en el estudio de las aguas subterráneas y su relación con sus usos agrícolas, publicando destacados trabajos sobre esta temática, cuyo continuador fue su hijo Josep Dardér Seguí (1924-2008). Sus primeras investigaciones fueron financiadas por la Junta de Ampliación de Estudios, así como sus estudios de Rabdología con el doctor Rovereto en Italia, presentando con esta temática varias comunicaciones en el IV Congreso Psíquico Internacional de París en 1926.

Participa en el XIV Congreso Geológico Internacional, celebrado en Madrid en 1926, como coautor con Paul Fallot de la *Guía geológica de la Isla de Mallorca* y dirige dicha excursión, la C-5, junto con Marià Faura y Sans (1883-1941) y Manuel de Cincúnegui (1890-1936).

Desarrolla su faceta como divulgador científico impartiendo numerosas conferencias y publicando notas científicas sobre numerosos temas geológicos, hidrogeológicos y sociales, como la ubicación de los cementerios en las ciudades; también sobre terminología científica y técnicas de economía industrial y agricultura y zootecnia.

**Pedro Castro Barea** (1895-1971) cursó su licenciatura en la Sección de Naturales de la Facultad de Ciencias de Madrid, profundizó en el estudio de Cristalografía y Mineralogía en Madrid con Lucas Fernández Navarro y en el Análisis químico con Ángel del Campo. Con este último se especializará en el Laboratorio de Espectrografía del Instituto Nacional de Ciencias. En los años 1920 y 1922 completó su formación en el Museo Nacional de Historia Natural de París con A. Delacroix (1863-1943) y en el Instituto de Mineralogía de la Universidad de Friburgo con H. Schneiderhöhn (1887-1962). Sus trabajos versan fundamentalmente sobre mineralogía y menas metálicas de la provincia de Sevilla. Obtiene en 1922 la cátedra de Mineralogía y Botánica de la Universidad de Sevilla de la que es separado en 1937 y posteriormente rehabilitado en 1944 (GALÁN HUERTOS, 2004; MESA LÓPEZ-COLMENAR, 2005).

Castro Barea formó parte del elenco de cristalógrafos, que desde Macpherson, formados en los laboratorios más avanzados de Europa, introdujo en nuestro país, primero los estudios petrográficos y cristalográficos con lámina delgada [Macpherson, Quiroga (1853-1894) y Fernández Navarro], después el cálculo de las redes cristalinas y más tarde, con Martín Cardoso (1896-1954), Garrido Mareca (1911-1982) y Asensio Amor (1915-2001), la aplicación de los rayos X al estudio de las estructuras cristalográficas. Este gru-

po, dilatado en el tiempo, constituye el núcleo de la Escuela Cristalográfica de Madrid, que con el profesor Amorós (1920-2001) y sus discípulos, se mantuvo activo durante todo el siglo XX (PEREJÓN & GOMIS, 2005).

#### 1.4. Desarrollo de la excursión

Los logros científicos y las circunstancias de la excursión, que duró cinco días y fue realizada a pie, fueron expuestas en los foros científicos de la época, como eran las Sesiones de *La Española* y las reuniones de la Institución Libre de Enseñanza, y publicadas en sus órganos de difusión *Boletín RSEHN* y *Boletín ILE*.

Como ya hemos apuntado, a los pocos meses de su realización se publica, con el mismo título *Itinerario geológico de Toledo a Urda*, una síntesis del desarrollo y de los resultados más relevantes obtenidos (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1911) y de la que extraemos los siguientes datos textuales, en relación con el desarrollo de la excursión:

“Con objeto de reunir datos para un estudio geológico de la cuenca media del Tajo, realizamos en Abril último una excursión, en la que nos acompañaron nuestros discípulos los señores D. Ismael Del Pan, D. Bartolomé Dardér y D. Pedro Castro.

La excursión la realizamos a pie, siguiendo principalmente la carretera de Toledo a Ciudad Real [N 401], llegando hasta Urda, dando vista a la Calderina, culminación en la divisoria entre Tajo y Guadiana, a 1.200 m. de altitud.

La expedición duró cinco días. El primero lo destinamos a las investigaciones por las cercanías de Toledo, y especialmente por el manchoncillo de paleógeno marino, situado cerca del cigarral de la Rosa y fuente de la Teja.

Las etapas del viaje de Toledo a Urda fueron las siguientes:

1ª. Salida de Toledo (altitud 460 m junto al río) hasta Burguillos [11 km, altitud 676 m] siguiendo hasta Ajofrín [9 km, altitud 770 m].

2ª. El personal de la expedición, a la salida de Ajofrín, se dividió en dos grupos. Los señores Del Pan y Dardér marcharon a Orgaz por el camino viejo, y Castro y yo seguimos por la carretera, que describe una gran vuelta, para aproximarnos a Sonseca. Desde Ajofrín a Orgaz hay 12 km (altitud 750 m). Desde Orgaz continuaron hasta Los Yébenes, pasando por la sierra que está elevada 930 m. (Distancia de Orgaz a Los Yébenes 9 km, altitud 820 m).

3ª. Desde la sierra de Los Yébenes a la de las Guadalerzas [10 km], hasta Urda (Distancia de la boca del Congosto a Urda, por las Guadalerzas, 14 km, altitud de Urda 770 m).

4ª. Sur de Urda, reconocimiento de las canteiras de calizas marmóreas, de color negro, veteadas de blanco, en algunas de las cuales creímos reconocer huellas de Arqueociátidos. Después emprendimos el camino de Urda a su estación, distante 10 km, tomando a medio día el tren para Madrid”.

## 2. SÍNTESIS GEOLÓGICA DE LA EXCURSIÓN

En el año 1912 Eduardo Hernández-Pacheco publicó como primer número de una serie denominada "Trabajos del Museo de Ciencias Naturales." una obra titulada *Itinerario Geológico de Toledo á Urda*, concebida para fomentar el conocimiento geológico de la zona. La obra se basa en el resultado de una excursión que Hernández-Pacheco hizo con sus alumnos en 1911, justamente ahora hace 100 años. En esta publicación se describen, entre otros, de N a S, una zona de gneis granitoides (El Macizo Cristalino de Toledo), una alineación de pizarras y cuarcitas, probablemente referibles al Cámbrico, una extensa zona de granito normal, una alineación de cuarcitas ordovícicas, una planicie de pizarras cámbricas, otra alineación montañosa de cuarcitas ordovícicas, una zona cámbrica, de pizarras y calizas y la alineación montañosa de La Calderina, culminación topográfica entre el Tajo y el Guadiana. Un mapa con un corte acompañando a la publicación (Fig. 1).

El trabajo de Hernández-Pacheco revitalizó el interés por la geología de los Montes de Toledo y enseguida aparecieron una serie de publicaciones, entre ellas las de MALLADA & DUPUY DE LÔME (1912), FERNÁNDEZ NAVARRO (1913, 1914, 1915) y GÓMEZ DE LLARENA (1914a y b, 1916, 1923).

En los años siguientes no se observó gran interés por la zona, hasta que en el año 1953 la escuela de Franz Lotze de la Universidad de Münster en Westfalia, Alemania, comenzó la cartografía, a escala 1:50 000, de una franja de terreno que se extendía desde Toledo hasta Villafranca de Córdoba, cuya parte septentrional (MERTEN, 1955) coincide o va paralelamente al itinerario descrito por Eduardo Hernández-Pacheco en 1911 (Fig. 3).

Los principales resultados de estos trabajos, en lo que se refiere a los Montes de Toledo, fueron el reconocimiento del Macizo Cristalino de Toledo como una formación sinorogénica varisca y el del Granito de Orgaz como un plutón postorogénico, ambos considerados antes de edad arcáica. Además, se pudieron atribuir las pizarras que afloran entre la Sierra de Los Yébenes y la Sierra de Las Guadalerzas al Llanvirn-Llandeilo. Estas pizarras habían sido consideradas como cámbricas por Hernández-Pacheco por su aspecto litológico, atribución que se consideró válida hasta por lo menos el año 1952, con la publicación de la hoja de Turleque del Mapa Geológico de España a escala 1:50 000.

Posteriormente, continuaron los estudios por otros geólogos, entre los que hay que citar los trabajos de APARICIO YAGÜE (1971) sobre el Macizo Cristalino de Toledo, y de BARBERO & VILLASECA en los años noventa, que lo describen como un Complejo Anatéctico. APARICIO YAGÜE. & GIL CID (1972) que encuentran los primeros fósiles del Cámbrico al S de la alineación del Cerro de Layos – Sierra de Nambroca. ANDONAEGUI, IBARROLA y VILLASECA que profundizan en el conocimiento del Granito de Mora-Orgaz-Sonseca-Guadamur

en los años 1980 y 1990, y de PEREJÓN & MORENO (1978) que aportan nuevos datos sobre el registro de Arqueociatos y las facies carbonatadas en el Domo de Urda.

Esta excursión recorre el mismo camino que Eduardo Hernández-Pacheco hizo en 1911 con sus alumnos, pero se prolonga hasta Los Cortijos de Malagón, lugar histórico, para luego regresar a Toledo por la carretera de Toledo a Piedrabuena.

El terreno por el que discurre la excursión pertenece a la Zona Centro-Ibérica establecida por JULIVERT *et al.* 1972 al unir la Zona Galaico-Castellana y la Zona Lusitano Oriental-Alcúdice de LOTZE (1945) (Fig. 4). En el itinerario afloran formaciones paleozoicas del Cámbrico y Ordovícico, calizas, pizarras y cuarcitas, plegadas durante la orogenia varisca en suaves anticlinales y sinclinales y con la intrusión de rocas metamórficas y graníticas, cubiertos en parte por sedimentos cretácicos, éstos solamente en el N, y terciarios en los sinclinales.

Los elementos principales, de N a S, son los siguientes:

i. El Macizo Cristalino de Toledo, es una unidad migmatítica compleja, de un alto grado de metamorfismo, con augen-ortoneises, paraneises pelíticos y semipelíticos, leuconeises, anfibolitas, cuarcitas, conglomerados y mármoles. El límite con el Terciario de la Cuenca de Madrid consiste en una falla inversa (**Parada 1**). En el S está limitada por una importante falla, la Zona de Cizalla de Toledo, acompañada por una amplia zona milonítica en el Macizo Cristalino: la Banda Milonítica de Toledo, contra sedimentos del Cámbrico y Ordovícico, que forman la alineación montañosa del Cerro de Layos y de la Sierra de Nambroca (No está prevista una parada en este punto).

ii. Los sedimentos cretácicos que yacen discordantes sobre las rocas del Macizo Cristalino de Toledo, y que a principios del siglo pasado fueron considerados del Oligoceno (**Parada 2**).

iii. La alineación montañosa Cerro de Layos – Sierra de Nambroca, consiste en pizarras del Cámbrico y pizarras y cuarcitas del Ordovícico, que forman las cumbres. La alineación se conoce también con el nombre de Montes-Isla (No esta prevista parada).

iv. El granito de Orgaz [Mora-Gálvez] es un granito postorogénico intruido en el Anticlinal de Sonseca, que ocupa una amplia llanura entre la alineación montañosa anterior en el N y la Sierra de Los Yébenes en el S. Está cubierto localmente por depósitos del Terciario (**Parada 3**).

v. La Sierra de Los Yébenes, donde afloran las cuarcitas ordovícicas que forman el flanco S del Anticlinal de Sonseca y el flanco N del Sinclinal Algodor-Milagro [= Sinclinal de Los Yébenes, *sensu* SAN JOSÉ, 1980] (**Parada 4**).

vi. El Sinclinal Algodor-Milagro, con pizarras del Llanvirn-Llandeilo. Estas pizarras fueron consideradas de edad cámbrica por Hernández-Pacheco, atribución que continuó por lo menos hasta el año 1952 (No esta prevista una parada en

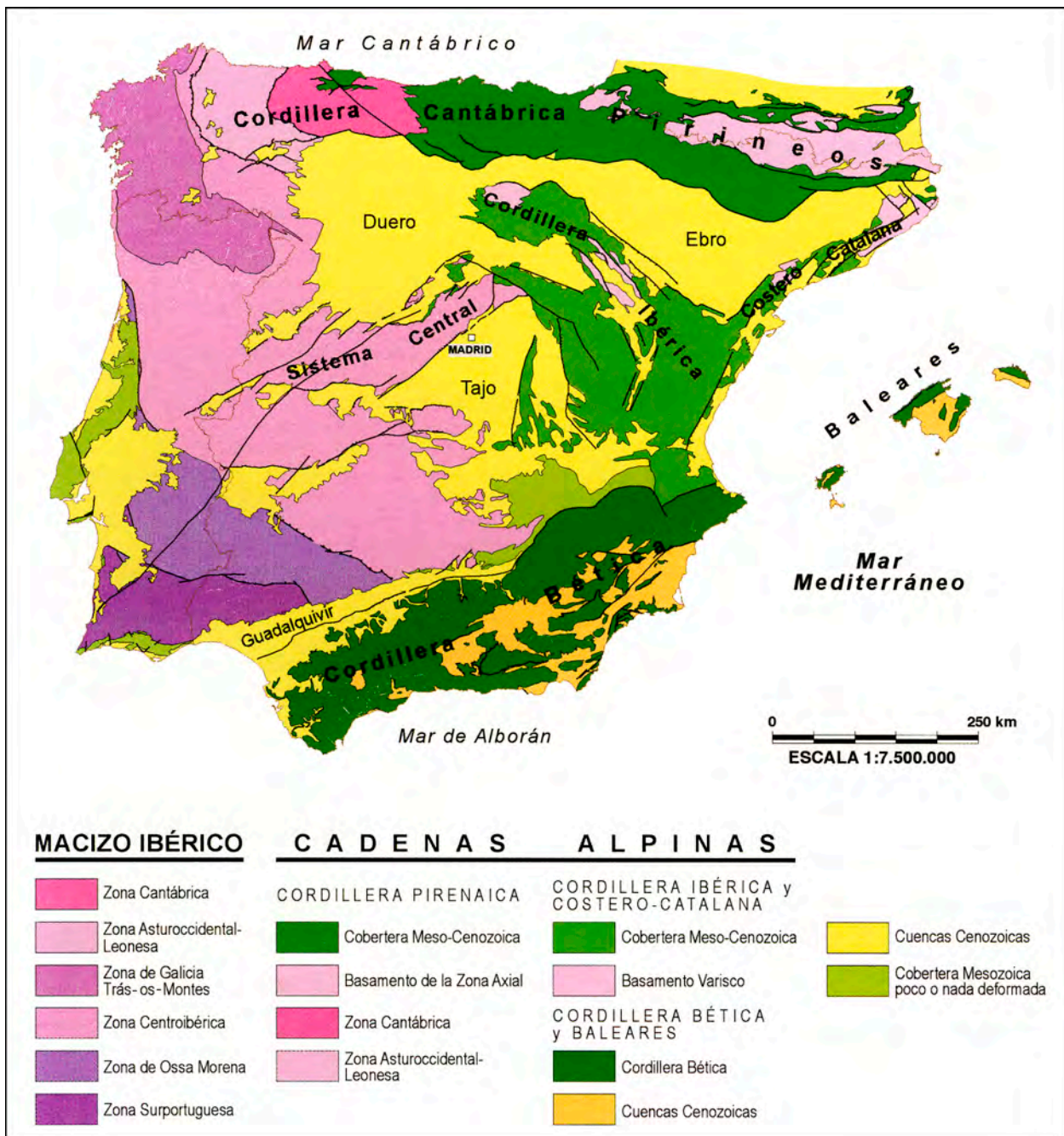


Fig. 4. Mapa geológico de España. (VERA, Ed., 2004, Fig. 1.4).

este sinclinal, pero podremos observar una excelente visión panorámica sobre el sinclinal desde la **Parada 4**).

vii. La Sierra de Las Guadalerzas, donde afloran las mismas cuarcitas que forman la Sierra de Los Yébenes y que forman el flanco S del Sinclinal Algodor-Milagro y el flanco N del Domo de Urda (No está prevista una parada).

viii. Las Calizas de Urda que afloran en el Domo del mismo nombre y que corresponden a la Formación “Calizas de Los Navalucillos”, de edad Cámbrico Inferior, con niveles de calizas oolíticas

y calizas con arqueociatos. Estas calizas se explotan en varias canteras (**Parada 5**).

ix. La alineación montañosa de La Calderina, culminación topográfica entre el Tago y el Guadiana, que asimismo está formada por cuarcitas ordovícicas y que forma el límite S del Domo de Urda (No está prevista una parada).

En esta alineación concluye el Itinerario de Hernández Pacheco, pero esta excursión continúa para visitar el lugar histórico de Los Cortijos de Malagón de donde Casiano de Prado (1797-1866) publicó, en 1855, el hallazgo de los trilobites más antiguos de España (**Parada 7**), para luego cruzar

una potente serie de alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras del Ordovícico, las “Capas Intermedias” en el flanco SO del Anticlinal de Los Cortijos (**Paradas 8a y 8b**) y para obtener, como final de la excursión, una bonita visión sobre el Sinclinal Algodor-Milagro desde el O, con el importante yacimiento fosilífero del Llanvirn-Llandeilo en el Arroyo Acebrón en primer plano (**Parada 9**).

### 3. MARCO GEOLÓGICO Y PAISAJÍSTICO

#### 3.1. Introducción

La excursión que vamos a realizar conmemora la efectuada entre Toledo y Urda, en 1911, por D. Eduardo Hernández-Pacheco y sus alumnos Del Pan, Dardér y Castro. En su honor recorreremos el mismo itinerario que ellos recorrieron y contemplaremos los mismos paisajes que ellos contemplaron, con el objeto de “hacerse una idea de la constitución del país” a través de sus características fisiográficas y geológicas, todo ello en cumplimiento de un proyecto científico-docente, patrocinado por la recién creada Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas. El éxito de aquella excursión, auténtico laboratorio de campo o “aula peripatética” se confirmó no sólo por las publicaciones resultantes (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1911, 1912), donde no faltan comentarios favorables del maestro sobre la capacidad de sus alumnos, sino, sobre todo, por la posterior trayectoria científica y profesional de éstos.

Cien años más tarde, el avance de los conocimientos geológicos, acelerados a partir de los años setenta del pasado siglo, ha proporcionado puntos de vista diferentes de los de aquellos pioneros, por aplicación de los nuevos paradigmas, herramientas y métodos de análisis; sin embargo, la validez de sus observaciones permanece en gran parte incuestionable, aunque alguna de sus interpretaciones pudieran ser revisadas, o incluso discutidas en función de las ideas actuales.

Esta excursión conmemorativa pretende resaltar esta validez, revisitando los hitos más importantes del trayecto recorrido por Hernández-Pacheco y sus alumnos, en los que ellos basaron su argumentación. Por otra parte, la ampliación hacia el sur de este itinerario nos permite rendir también homenaje a otra de las grandes figuras de la Geología hispana, D. Casiano de Prado, y su hallazgo de los fósiles más antiguos a la sazón conocidos en España, y también en Europa, en las areniscas que afloran en el centro del valle de los Cortijos de Malagón. Por último, ya de regreso, la espléndida morfología apalachense, los amplios piedemontes, y los montes-islas residuales que salpican la meseta o Plataforma de Toledo, servirán también para evocar la tarea de tantos geógrafos, fisiógrafos y geólogos, españoles y extranjeros, que se han visto atraídos por “la dificultad de los enigmas” -en frase de Macpherson- y la austera belleza de esta parte meridional de la Región

Central Española (SAN JOSÉ, 2003), limítrofe entre La Mancha, Sierra Morena y Extremadura.

La excursión, partiendo de la ciudad de Toledo, ofrece una sección transversal de la Plataforma y los Montes de Toledo, unidades geográfico-geológicas que constituyen el antepaís meridional de la Cuenca del Tajo (SAN JOSÉ, 2003). Estas unidades forman parte integrante del Macizo Hespérico, el macizo de basamento prealpino, revestido o exento, que forma el núcleo del Bloque Ibérico, o parte continental actual de la (sub)Placa Ibérica (SAN JOSÉ, 2006). Este Macizo ha sido dividido en zonas, con criterios estructurales, estratigráficos y metamórfico-magmáticos, en principio por LOTZE (1945), y más tarde por JULIVERT *et al.* (1972). De acuerdo con esta división, el límite entre la Zona Galaico-castellana al N, y la Luso-oretana, al S, se encontraría en un gran accidente, la Banda Milonítica, que divide en dos en sentido E-O, a la Plataforma de Toledo, mientras que los Montes de Toledo constituirían un dominio autónomo dentro de esta última zona.

Desde un punto de vista fisiográfico, la región forma parte de la zona central de la Meseta Ibérica, Meseta Central Española, o simplemente “La Meseta”, denominaciones que sirven para designar el altiplano que caracteriza la parte interior de la Península Ibérica, que se extiende sobre considerables porciones del Macizo Hespérico, y que debe su origen a la existencia de este último. La definición más reciente de esta Meseta (SAN JOSÉ, 2006), la considera como un “altiplano formado por una penillanura poligénica y policíclica, con relieves interiores estructurales dispersos, dividida en dos por una alineación central, basculada hacia el SO, y levantada y deformada por sus bordes, que dan lugar a relieves periféricos, tanto más importantes cuanto más al N y al E”. Este altiplano se extiende tanto sobre el basamento del Macizo Hespérico, como sobre su cobertera de plataforma y sobre el relleno reciente de sus depresiones interiores; una de éstas es la Cuenca del Tajo, en cuyo borde meridional se encuentra la ciudad de Toledo, que es donde se inicia la excursión.

Al S de Toledo, el territorio se caracteriza por la existencia de un replano morfológico, la meseta o Plataforma de Toledo, que corresponde a la penillanura antes mencionada. Los relieves aislados que la salpican, de origen estructural, son precursores singulares del conjunto montañoso que se desarrolla más al sur, los Montes de Toledo, que presentan una espléndida morfología apalachense, y cuyos amplios valles interiores son simples prolongaciones de dicha penillanura, más o menos respetadas por la erosión fluvial actual.

La región, en su conjunto, se incluye dentro del piso bioclimático mesomediterráneo continental, con cierta influencia atlántica que disminuye progresivamente hacia el E, y que se convierte en supramediterráneo en las alturas de los Montes de Toledo, por efecto orográfico. Este mismo efecto contribuye también a acentuar las diferencias entre valles y laderas, y, en éstas, entre solanas y

umbrías, sobre todo en alineaciones montañosas orientadas de E a O. La vegetación natural es la característica del Sector Toledano-Tagano de la Provincia Luso-Extremadura (RIVAS MARTÍNEZ, 1987; PEINADO & MARTÍNEZ-PARRAS, 1987). Esta vegetación es fiel reflejo de la distribución bioclimática actual, con relictos conservados de episodios anteriores, aunque ha sido profundamente modificada por la acción humana, sobre todo en la Plataforma de Toledo, ampliamente cultivada. Los Montes de Toledo, en cambio, conservan todavía en gran medida la vegetación natural, intacta o adherida, donde la única explotación es la cinegética o la ganadera; en cuanto a los valles intramontanos, su grado de cultivo es variable, siendo máximo en los alrededores de los núcleos de población.

Históricamente, esta región se dividía en dos comarcas: la del N, junto a la Ciudad Imperial, abarcaba la mayor parte de la Plataforma de Toledo, y recibía el nombre de La Sisle por su relación con el Monasterio del mismo nombre, de la Orden de San Jerónimo, fundado en 1374 en los alrededores de la anterior Iglesia de Santa María de Cisle, de la que existen referencias desde 1162, que no se ha conservado, como tampoco el Monasterio, desamortizado en el siglo XIX, y posteriormente desmantelado y destruido. La comarca del S, los Montes de Toledo, debe su nombre no a la existencia de montañas, sino de vegetación natural de porte variable (“monte alto” y “monte bajo”), de hoja perenne (“monte pardo” o encinar) o caduca (“monte verde”), apta para el madereo, carboneo y pastoreo libre, “en montanera”. Estos Montes fueron vendidos por 45000 maravedíes el 4 de enero de 1246, por su propietario el rey D. Fernando III el Santo, al cabildo de la Ciudad de Toledo, que los constituyó en “Señorío Municipal de los Propios y Montes de la Ciudad de Toledo” en cuyo poder permaneció hasta 1831, en que fue reconocida su propiedad a favor de los vecinos de las 16 aldeas, hoy, excepto una, municipios montañes. Esta comarca histórica sólo coincide en parte con el conjunto orográfico conocido hoy en día como “Montes de Toledo”, que incluye también los Montes de La Jara, los de Montalbán, los de Mora, y los del Real Colegio de Doncellas Nobles, y que para algunos autores se extiende también al O hasta los Montes del Señorío de Béjar, y los de Guadalupe, en las Villuercas.

### 3.2. *El paisaje de La Plataforma y los Montes de Toledo centro-orientales*

#### 3.2.1. Introducción

Uno de los objetivos de esta excursión es contemplar los mismos paisajes que Hernández-Pacheco y sus alumnos contemplaron durante la suya, hace 100 años, tal y como se observan hoy en día.

El concepto de paisaje es esencialmente intuitivo, y hace referencia a un escenario, o lugar

donde se desarrolla una acción, contemplado por un observador, individual o colectivo, desde un punto de vista y a una escala determinados. El hecho de que este escenario sea natural y (o) artificial, presente características peculiares y (o) valores estéticos constatables, y sea o no susceptible de representación artística, es independiente de la existencia misma de dicho escenario, que lo es, sobre todo, en función de la percepción del observador (variable), y de la escala y el punto de vista (también variables). De esto se deduce que el concepto de paisaje es, ante todo, subjetivo; sin embargo, los componentes del paisaje (elementos del escenario, naturales o artificiales) no lo son, y, puesto que constituyen lo único objetivable en un concepto tan etéreo, con frecuencia estos componentes han sido asimilados al paisaje en sí, lo que ha permitido distinguir dentro de ellos categorías, establecer sus relaciones, y separar las entidades territoriales donde éstas aparecen o predominan.

Así pues, si por un lado el concepto y definición de paisaje ha sido objeto de discusión durante los últimos años, por otro, al margen de esta controversia y bajo diversas formas, ha sido ampliamente utilizado, incluso como criterio de clasificación en la ordenación del territorio, con base en la peculiaridad de algunos de sus componentes, naturales (físicos, biológicos o humanos), o artificiales (industriales, arquitectónicos, culturales o históricos), todos ellos formando parte esencial o accidental de dicho paisaje.

Sin entrar en estas polémicas, nosotros, más modestamente, intentaremos observar la región situada al S de Toledo en sus componentes naturales, utilizando para ello, sobre todo, una perspectiva fisiográfica y geológica; en resumen, la misma que fue utilizada por Hernández-Pacheco y sus alumnos, pero en su estado actual y con los conocimientos actuales.

#### 3.2.2. Generalidades

La Plataforma y los Montes de Toledo, que constituyen el antepaís meridional de la Cuenca del Tajo (SAN JOSÉ, 2003), ya habían suscitado el interés de diversos geógrafos, geomorfólogos y geólogos con anterioridad a los estudios de Hernández-Pacheco y sus discípulos, desde finales del siglo XVIII. En conjunto, todos ellos los consideraban parte esencial de la Meseta Española, o Meseta Central Ibérica, y de ellos destacaban los Montes de Toledo, como parte fundamental de uno de los sistemas orográficos principales de la Península, el Oretano u Oreto-Herminiano (ver discusión en GÓMEZ DE LLARENA, 1916), orientado de E a O, constituyendo una “cordillera” divisoria entre las cuencas hidrográficas de los grandes ríos peninsulares Tajo y Guadiana. Como destaca Gómez de Llarena, contra esta definición ya se habían alzado voces discrepantes, como la de FISCHER (1894), que reducía, tanto estos Montes como más al sur Sierra Morena (la “Cordillera Mariánica” de los autores antiguos), a meros accidentes subordi-



nados dentro del conjunto de la Meseta, lo que no resta singularidad a sus paisajes, aunque reduzca su importancia a la escala global de la Península. No obstante, algunos de ellos son tan característicos como para hacer que esta extensa región, en su conjunto, merezca una atención especial, como a continuación se justifica.

### 3.2.3. La Plataforma de Toledo

El territorio situado al sur de Toledo se caracteriza por la existencia de una amplia meseta (“meseta toledana”, de HERNÁNDEZ-PACHECO, 1911, o “Plataforma de Toledo”, de SAN JOSÉ, 2003), o plataforma elevada y compacta que se cierne más de 100 m por encima de las alturas culminantes del peñón que sustenta la Ciudad Imperial. Como consecuencia, esta ciudad, vista desde los altozanos de Bargas y Olías, que la separan por el norte de la vecina comarca de La Sagra, aparece como empedregada y hundida, pese a su imponente, bajo la carga del horizonte que la domina. De esta plataforma emergen cerros aislados característicos (montes-islas), que desde este divisadero, forman, junto con los más lejanos Montes de Toledo, el telón de fondo del escenario toledano.

La altitud de la Plataforma de Toledo es de 640 m en las cercanías de la ciudad, ascendiendo hacia el E y sobre todo hacia el S, hasta más de 700 m. Por encima de ella aún se elevan los espigones formados por las digitaciones terminales de los piedemontes que proceden del cercano monte-isla de Layos; estos espigones alcanzan los 684 m en el vértice Pozuela, a poco más de 2 km del SO de Toledo. Esta altitud está por encima de la superficie culminante de arrasamiento de los altozanos al N de la ciudad, entre Bargas y Olías, a 620-630 m (ALÍA, 1945; PÉREZ-GONZÁLEZ & GALLARDO, 2004), e incluso también del nivel más alto alcanzado por los depósitos de relleno de la Cuenca del Tajo en esta área, que alcanzan 667 m en los cerros-testigos residuales de Villaluenga, 9 km al NE de Toledo, en La Sagra, y más de 700 m en el borde de la Mesa de Ocaña, en Yepes.

Hacia el S, el horizonte de esta Plataforma está cerrado por una alineación aparentemente continua de elevaciones de aspecto sombrío y altitud pareja, los actualmente denominados Montes de Toledo. Estos Montes continúan hacia el O cada vez más compactos y elevados, limitados al N por un replano morfológico cubierto de piedemontes, prolongación de la Plataforma de Toledo, que acaba enlazando con la penillanura extremeña (la “meseta toledano-cacereña”, de HERNÁNDEZ-PACHECO, 1929). Hacia el E, en cambio, los Montes de Toledo van perdiendo altitud y continuidad, terminando por constituir relieves residuales que emergen cada vez más dispersos dentro de la Llanura Manchega. En cuanto a la meseta toledana, se prolonga hacia el E para acabar conectando sin solución de continuidad con la superficie basal sobre la que se extienden los depósitos de cobertera recientes de La Mancha, cuyos escarpes tabulares,

dando frente por el N al valle del Tajo, configuran la denominada “Mesa de Ocaña”.

La Plataforma de Toledo constituye, pues, la expresión morfológica actual, exhumada y parcialmente desmantelada, de una antigua superficie de erosión (la “Superficie de Toledo” de VIDAL BOX, 1944), que coincide también con un episodio de intensa paleoalteración del zócalo antiguo, responsables ambos de la singularidad de muchos de los paisajes naturales que se pueden observar entre la Ciudad Imperial y la parte sur de los Montes de Toledo centro-orientales, objeto de esta excursión.

El borde de esta Plataforma, en las inmediaciones de Toledo, desciende bruscamente para acabar precipitándose en vertical, con un desnivel de más de 200 m, sobre el cauce del río Tajo, que abraza la ciudad formando un “torno” o meandro encajado característico cuyo origen ha sido desde antiguo objeto de controversias (MACPHERSON, 1905; HERNÁNDEZ-PACHECO, 1912; CARANDELL, 1922; GÓMEZ DE LLARENA, 1923; ROYO GÓMEZ, 1929; etc., y más recientemente DIEZ HERRERO, 2004, entre otros). Más allá de Toledo, tanto hacia el E como hacia el O, este borde se prolonga mediante un escalón morfológico que poco a poco se va amortiguando, hasta desaparecer bajo los tramos terminales del relleno reciente de la Cuenca del Tajo y su prolongación manchega. Es pues en los alrededores de la Ciudad Imperial donde este escalón presenta su máximo desarrollo e importancia, poniendo en evidencia su origen tectónico-erosivo, en relación con un accidente a escala peninsular, la “Banda Estructural de Toledo” de ALÍA (1972, 1976), cuyos efectos se extienden hasta el levante español.

En Toledo, las fracturas relacionadas con esta Banda Estructural de Toledo, sirven para articular el límite entre dos grandes unidades geográfico-geológicas de la España central: por un lado, el relleno reciente de la cubeta central de la Depresión Terciaria del Tajo, o Cuenca de Madrid; por el otro, el zócalo aflorante del Macizo Hespérico, formado por materiales antiguos, plegados y fracturados, metamorfizados, atravesados por granitos, y definitivamente consolidados a finales del Paleozoico. Este zócalo, erosionado y posteriormente (re)fracturado a favor de este accidente en tiempos más modernos, se ha hundido hacia el N, dando lugar al escalón de dicho borde y favoreciendo el relleno de la Cuenca. También en los alrededores de Toledo, el accidente afecta a un conjunto de materiales arenoso-carbonáticos muy característicos, cuya edad, paleógena o más antigua, fue discutida, y cuyos afloramientos jalonan discontinuamente los bordes de la Cuenca de Madrid, adquiriendo continuidad hacia el E, y atestiguando que los efectos de la gran transgresión marina del Cretácico Superior alcanzaron también a esta región, hoy día tan alejada de cualquier influencia oceánica. En efecto, su existencia prueba que el litoral de un posible divertículo del océano tropical mesozoico, el Tethys, se extendía próximo a estas tierras, contribuyendo a separar de Eurasia y de

África lo que quedaba de Iberia, hasta su definitiva (por el momento) soldadura con Eurasia mediante la Cordillera Cantabropirenaica. Además, el hecho de que sus afloramientos, con facies litorales o incluso continentales, siempre aparezcan próximos o afectados por las fracturas de borde de la Cuenca de Madrid, sugiere que éstas son más antiguas de lo que aparentan, probablemente mesozoicas, habiendo rejugado con posterioridad para acomodar los empujes de la Placa Africana contra la Ibérica y Euroasiática, ya soldadas.

La excursión se inicia precisamente en una de estas fracturas (**Parada 1**), la más septentrional, que limita las gravas, arcosas y limos rojizos aragoneses de la "Facies Toledo", característica del borde S de la Cuenca de Madrid, con las rocas ultrametamórficas sobre las que se asienta la ciudad, tal como se observa junto a la estación de ferrocarril. A continuación (**Parada 2**), se visitan las arenas y arcillas versicolores de edad cretácica, que alternan con carbonatos litorales, que se apoyan discordantes sobre las migmatitas profundamente paleoalteradas en el Cerro de la Rosa (junto al antiguo Cigarral de la Fuente de la Teja), y que son cortados a pocos metros de esta localidad por la carretera N-401.

Más adelante, siguiendo hacia el S esta carretera - la misma que recorrieron a pie Hernández-Pacheco y sus alumnos- se asciende a pocos kilómetros a la Plataforma de Toledo, cuyo paisaje es diametralmente opuesto al de las paradas anteriores, situadas en o junto al borde de esta Plataforma, al inicio del Torno del Tajo. Esta quebrada, de origen tectónico-epigénico, está rodeada de peñascales y barrancos escarpados que se precipitan en el cauce del río, coronados por los típicos cigarrales (fincas de recreo toledanas). Por el contrario, aquí nos encontramos con un paisaje de suave topografía, donde predominan berrocales dispersos formados por rocas ultrametamórficas oscuras y granitoides inhomogéneos sincinemáticos autóctonos, salpicados entre sembrados de cereales que aprovechan los recubrimientos arenosos, producto de alteración de las rocas anteriores, y que alternan con olivares, escasas viñas y con numerosos almendros, jalonando las lindes o formando huertos aislados. Este paisaje forma un replano ondulado e inclinado hacia el valle del Tajo, a la vez que se extiende ascendiendo con suave pendiente hacia el S, hasta enlazar con la peana de la primera alineación de los Montes de Toledo.

La rigidez de este replano se interrumpe cuando la ruta atraviesa la alineación de Montes-Isas. Estos relieves de suaves laderas cubiertas de monte bajo mediterráneo o retamares residuales, se encuentran apenas a 15 km al S de Toledo, y están formados por areniscas pardas y rojas y cuarcitas blancas ordovícicas que se alzan discordantes sobre un sustrato pizarroso con niveles calcáreos dispersos de edad cámbrica, color verdoso y grado metamórfico escaso. Rodean a estos montes-islas orlas periféricas de acarreo rojizos de piedemonte, con encostramientos blancuzcos ("alberizas"),

que hacia el S se enfrentan a los procedentes de los vecinos Montes de Toledo, y que hacia el O forman típicas mesas pedregosas denominadas "rañas" en la región. El límite entre los materiales epimetamórficos de estos relieves y los neises y migmatitas profundos de los alrededores de Toledo coincide con la "Banda Milonítica", una gran zona de fractura de alcance cortical que justifica el que rocas tan dispares afloren adyacentes. Este accidente, jalonado de cataclitas oscuras, recorre con traza irregular desde el E hasta el O, toda la amplitud de la Plataforma de Toledo, desapareciendo en ambos extremos bajo la cobertera terciaria discordante.

En las cercanías de Ajofrín, 5 km más al S, el paisaje de pendientes suaves de la base de los Montes-Isas de Layos y Nambroca, es sustituido por un caos de berrocales graníticos con un surtido de formas características, entre las que predominan los bolos aislados, las lanchas y las piedras caballerías, y donde la elevada densidad de fracturas y la abundancia de zonas arenizadas han favorecido la formación de huertos y la proliferación de pozos y norias, como elementos característicos del paisaje humano. El sustrato físico de este paisaje es el batolito granítico (adamellítico) de Orgaz, que se extiende también de E a O a lo largo de la Plataforma de Toledo, sirviendo de separación entre la banda paleozoica de los Montes-Isas y los Montes de Toledo en su actual sentido geográfico y geológico. Este granito, típico plutón tardicinemático alóctono, de limpia fractura y característico color gris, aumenta su grado de alteración a medida que se asciende hacia la base de los mantos de acarreo rojizos de piedemonte, procedentes de los Montes de Toledo, que de vez en cuando interrumpen la ruta. Dicha alteración da lugar a un saprolito arcósico de varios metros de espesor, justo por debajo de la cicatriz erosiva basal de estos mantos de acarreo. Uno de los mejores puntos de observación de este dispositivo se localiza en los taludes de la N-401, cuando ésta cambia su dirección hacia el SE para cortar la "Loma de Orgaz", a 5 km de Sonseca (**Parada 3**). Este afloramiento, desde los trabajos de HERNÁNDEZ-PACHECO (1911, 1912) hasta la fecha, ha sido periódicamente reestudiado por geólogos, geomorfólogos y edafólogos, atraídos por el hecho de ser el perfil más occidental en que aparecen de forma continua los encostramientos y caliches tan extensos y característicos de La Mancha, y en general de todo el Levante español (MORENO SERRANO *et al.*, 1990). Estos caliches ya fueron advertidos por CORTÁZAR (1878b), pero quien los estudió por primera vez fue Hernández-Pacheco durante la excursión que conmemoramos, que los menciona en la Nota previa de 1911, mientras que en la Memoria de 1912 los describe en detalle, a la vez que especula sobre su origen y edad.

La excursión continúa en dirección ESE hacia Orgaz, descendiendo de nuevo al berrocal granítico para, desde esta villa -capital de un condado cuyos dominios alcanzaron buena parte de

la actual provincia de Toledo- enfilarse hacia el S, de nuevo sobre los característicos depósitos rojizos de piedemonte, que ahora ocultan un sustrato pizarroso-calcáreo, de edad cámbrica, que forma el encajante del batolito de Orgaz. A partir de aquí, la ruta da cara a la Sierra de Los Yébenes, que forma la primera alineación continua de los Montes de Toledo, auténtica barrera geográfica que limita al S la Plataforma de Toledo.

### 3.2.4. Los Montes de Toledo: el apalachismo

Los Montes de Toledo (SAN JOSÉ, 2003) constituyen una sucesión de relieves cuarcíticos de altitud moderada, separados por valles aplanados de sustrato pizarroso, anegados de recubrimientos, que giran desde una orientación NO-SE, pasando por la E-O hasta la NE-SO, formando un arco ("Arco Ibérico" de LLOPIS, 1966; SAN JOSÉ, 1990, 2003) que contornea la forma del batolito de Orgaz. Este batolito constituye su límite N, mientras que hacia el E sus estribaciones se hunden bajo los terciarios de la Mesa de Ocaña y de La Mancha. Hacia el O y el S, en cambio, no existe un límite natural con la meseta extremeña ni con la región de los Campos de San Juan y de Calatrava, e incluso de Sierra Morena, con las que les une el mismo tipo de modelado: el apalachismo.

El moderno concepto orográfico de los Montes de Toledo sólo en parte coincide con el territorio histórico que les da nombre. En efecto, hasta comienzo del siglo XIII, la región situada al S del alfoz de Toledo, auténtico "*saltus*" de la ciudad, poblada de bosques, venía sufriendo las incursiones periódicas de los sarracenos, y sus escasos repobladores sobrevivían del pastoreo y de una agricultura incipiente, en la medida en que también se lo permitían los bandoleros ("golfines") que proliferaban en sus montes. Para su protección y la de las vías principales de acceso desde Toledo a Calatrava y a Andalucía, se fundó la Hermandad Vieja (BERNALDO DE QUIRÓS & ARDILA, 1973) y se construyeron castillos cuyo dominio abarcaba un territorio de extensión variable. Uno de éstos fue el del Milagro, cuya circunscripción, ampliada en 1222, llegó a alcanzar desde cerca del valle del Tajo hasta Alcocer, en Extremadura. Este dominio, alternativamente en manos del poderoso Arzobispo de Toledo y del Rey, fue finalmente vendido en parte por éste, en 1246, al Municipio de la Ciudad de Toledo, en cuyo poder permaneció hasta su definitiva desamortización a mediados del siglo XIX, que fue cuando pasó finalmente a manos de sus habitantes y de los nuevos propietarios de los latifundios. Hasta esas fechas, el concepto de "monte" significaba, sobre todo, masa forestal o "*saltus*"; más tarde, el progreso de la Geografía favoreció la difusión del concepto de "*mons*" como relieve, en detrimento del anterior. En consecuencia, los "montes" de Toledo pasaron, de constituir una demarcación (que abarcaba parte de la Plataforma de Toledo junto con las sierras y los valles más al S, hasta el del Guadiana), a ser el nombre

propio de un Sistema Orográfico, cuya cadena más septentrional es la que vamos a remontar.

### *El Sinclinal de Los Yébenes*

Eludiendo el moderno desvío que atraviesa en túnel la Sierra de la Umbría, el ascenso de la carretera antigua al Puerto de Los Yébenes permite contemplar el espléndido panorama de la Plataforma de Toledo con sus relieves característicos, entre ellos la cadena de Montes-Islands, la meseta granítica exhumada y las mesetas formadas por las rañas, que se alzan sobre este replano, unas veces a modo de escolleras y otras suavizadas por la erosión reciente y sus depósitos correlativos, bajo la forma de abanicos aluviales y glaciares cuaternarios antiguos ("rañizos"), terrazas y depósitos de ladera más modernos, entre los que destacan los canchales ("pedrizas" o "casqueras").

Hacia el O, a la derecha de las primeras pendientes de la subida al Puerto, entre los recubrimientos que tapizan en pronunciado glacis la peana de la Sierra, se insinúa un conjunto de relieves arrosariados que discurren paralelos al frente de los Montes, orientados de E a O, y que parecen formar una avanzadilla de éstos. Se trata de los primeros niveles ordovícicos, discordantes sobre el sustrato cámbrico, formados por conglomerados y areniscas rojizas, duras y compactas, que hacia arriba se continúan con intercalaciones de pizarras vinosas blandas, sobre las que se emplazan dichos recubrimientos. Esta cadena, precursora de los Montes, gana importancia hacia el O, acabando por incorporarse a ellos, mientras que hacia el E desaparece, debido a la pérdida de entidad y potencia de estos niveles, bajo las cuarcitas blancas, masivas y duras, que forman la alineación principal de la Sierra, la cual gira hacia el NE para acabar formando un amplio arco o gancho, esta vez hacia el NO, en las cercanías de Mora. Dichas cuarcitas afloran tanto en los taludes de entrada y salida del túnel del "by-pass" de Los Yébenes, como en el collado del Puerto (**Parada 4**), donde las cuarcitas blancas en bancos gruesos ("Cuarcita Armoricana") alternan con areniscas y limolitas vinosas plagadas de icnofósiles, y presentan una esquistosidad cuya relación con la estratificación indica la existencia de una gran bóveda anticlinal hacia el N, actualmente desmantelada por la erosión, que es donde se emplazan los granitos y actualmente se extiende la Plataforma de Toledo.

Al S de la localidad cinegética de Los Yébenes, la ruta atraviesa una amplia llanura, que hacia el E enlaza con La Mancha, cubierta de acarrees, y por cuyo centro discurre el río Algodor. En ella afloran discontinuamente pizarras oscuras, variablemente alteradas a colores rojizos y púrpuras, como se observa en los taludes de la N-401 entre los kilómetros 116 y 120, que corresponden a las Pizarras de Navas de Estena, del Ordovícico medio, abundantemente fosilíferas en otros lugares de la España central, entre las que se intercalan "sills" rojizos de pórfidos cuarcíferos subvolcá-

nicos (MERTEN, 1955). Entre estas pizarras y las cuarcitas blancas de las cumbres serranas (“Cuarcita Armoricana”), aflora no lejos de aquí una unidad transicional areniscoso-lutítica, las Capas de Marjaliza, que los recubrimientos nos han ocultado a lo largo de este itinerario.

### *El apalachismo y su edad*

La llanura que recorremos, ampliamente recubierta de piedemontes (rañas), glacis (rañizos) y sus respectivas formas de enlace con las laderas, más las terrazas y aluviones del río Algodor y algunos terciarios residuales, forma parte de un dispositivo que, con escasas variaciones se repite en toda la parte centro-meridional del Macizo Hespérico: sierras de altitud pareja cuyas cumbres cuarcíticas están formadas por riscos dentellados, de laderas cubiertas de canchales con suaves pendientes que enlazan sin interrupción con extensos piedemontes y éstos con la red fluvial actual poco encajada. Esta red atraviesa las serranías mediante pasos al nivel de la llanura denominados “bocas”, mientras que allí donde se encaja configura “boquerones” o “portillos”. En este modelo, las alineaciones serranas corresponden a flancos de estructuras generalmente simétricas: anticlinales y sinclinales, normalmente desventrados y colgados, cuyas bóvedas y artesas rara vez se conservan, y donde la cuarcita blanca (“Cuarcita Armoricana”) constituye el nivel estratigráfico fundamental generador del relieve. Debido a la discordancia del Ordovícico sobre su sustrato, cámbrico y (o) precámbrico, los núcleos desmantelados de los anticlinales presentan una topografía variable, sólo nivelada por los recubrimientos; en cambio, en los sinclinales, los niveles duros y blandos se alternan simétricamente a ambos flancos de las estructuras, dando lugar a un diseño característico de alineaciones paralelas que, por su parecido con el de los Montes Apalaches, al E de Norteamérica, se denomina “morfología apalachense”. DERRUAU (1966) resume las características de este modelado: sustrato plegado, formado por alternancia de materiales duros y blandos, arrasado y posteriormente reelevado dando lugar a la inversión del relieve, que al ser renivelado a una cota más baja, deja en alto restos de la antigua penillanura (“rasos” en los macizos montañosos, y “niveles de cumbres” en las alineaciones serranas). Este mismo autor sugiere que los mejores ejemplos de apalachismo no se encuentran en realidad en los Apalaches, y es cierto: quizás los de la España centro-meridional lo sean, en competencia con los del Anti-Atlas norteafricano.

Así pues, para conseguir un modelado apalachense son necesarios por lo menos dos ciclos morfogenéticos: el de arrasamiento inicial, y el de rejuvenecimiento y nuevo arrasamiento posterior, que provoca la inversión del relieve y conserva los restos del primero como “niveles de cumbres”. El problema surge cuando se presentan varios niveles de cumbres superpuestos: ¿son los testigos de

varios ciclos sucesivos, o se trata de la desnivelación tectónica posterior de una única superficie de cumbres? En los Montes de Toledo, aún no se ha llegado a una conclusión satisfactoria, aunque los indicios apunten a un origen erosivo más que tectónico.

También presenta problemas la datación del fenómeno, posible cuando se observa que los relieves apalachenses emergen, ya con este carácter, de una cobertera sedimentaria de edad conocida. Así ocurre con los relieves paleozoicos del Macizo Hespérico, que en su parte N y centro se hundieron bajo una cobertera paleógena y (o) mio-pliocena, en tanto que hacia el E y S lo hacen bajo areniscas subhorizontales del Triásico superior (NOZAL inédito, en MARTIN-SERRANO *et al.*, 2004), como se observa en los alrededores de Alcaraz, en el extremo del “Arco Oretano” de LLOPIS (1966), que releva por el S al “Arco Ibérico” de los Montes de Toledo nororientales (SAN JOSÉ, 1990, 2003). Relieves insulares como éstos se generan en muchos modelados bioclimáticos, pero sólo si la cobertera sella un relieve ya previamente invertido se podrá certificar que su edad posdata un auténtico apalachismo.

Esto es lo que ocurre al S de los Montes de Toledo, en el entorno del Valle de Alcudia, donde no sólo es que la cobertera finicarbonífera (Estéfano-Autuniense) en facies límnicas se apoye subhorizontal o suavemente plegada sobre el Paleozoico del núcleo del Sinclinal de Puertollano, en la cuenca hullera de dicho nombre (PIEREN, 2009), sino que depósitos en facies continentales (“Conglomerados de Mina Riquilla”: PALERO, 1993; PIEREN PIDAL *et al.*, 1997 y PIEREN, 2009), presumiblemente de edad carbonífera superior (westfalo-estefanienses), afectados por fallas intruidas por diques básicos, afloran discordantes e inclinados, directamente sobre materiales precámbricos del núcleo del Anticlinal de Alcudia (PIEREN, 2009). Esto implica la previa inversión del relieve en esta estructura, de lo que se deduce que el apalachismo, en esta área, es anterior al Westfalo-Estefaniense. Si añadimos que, en la parte N del Macizo Hespérico, las cuencas límnicas del Estefaniense B-C, como las de La Magdalena y Villablino, atraviesan el límite entre las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa de dicho macizo, y se apoyan discordantes sobre ambos flancos y el núcleo del Antiforme del Narcea, se confirma que el inicio del apalachismo en el Macizo Hespérico es aún más antiguo. En consecuencia, es muy probable que el comienzo de este proceso deba retrotraerse aquí a los primeros tiempos tras la deformación del Macizo, favorecido sin duda por la intensa meteorización química tropical característica del Carbonífero superior en Iberia.

### *El Anticlinal de la Sierra del Rebollarejo y el Domo de Urda*

Continuando con nuestra excursión, y siguiendo hacia el S la N-401, a la altura del kiló-

metro 127 se cruza la Sierra de las Guadalerzas a través de la denominada Boca del Congosto, vía natural e histórica de acceso desde Toledo hacia Calatrava, protegida por el Castillo-Hospital templario, luego calatravo, de las Guadalerzas, cuyos Montes, con una extensa finca que alcanzaba hasta el actual caserío de El Emperador, fueron otorgados en 1572 por Felipe II al Colegio de Doncellas Nobles, fundado en Toledo por el Cardenal Siliceo en 1551, para proveerle de rentas, carbón y leña. Esta finca, de 22 km de largo por 17 de ancho, fue desamortizada, dividida en 34 parcelas o “quintos” y vendida en 1853, y el castillo pasó a manos del entonces Director de la Real Academia de Medicina, el Doctor Nieto Serrano, primer marqués de Las Guadalerzas, quien lo reconstruyó en 1872 para él y sus descendientes, los actuales propietarios.

La Boca del Congosto, recorrida por el antiguo Camino Real de Andalucía por Calatrava, por la Cañada Real Soriana Oriental, y actualmente por el AVE, está drenada por el modesto arroyo Bracea, que paradójicamente discurre hacia el N, y que corta en sección transversal el Ordovícico inferior de la Sierra, coronado por las cuarcitas blancas (“Cuarcita Armoricana”). A estas cuarcitas preceden las limolitas y areniscas blandas rojizas, y las cuarcitas inferiores rojas y verdes con conglomerados, discordantes sobre rocas vulcanosedimentarias y vulcanitas ácidas cambro-ordovícicas, y éstas sobre las areniscas y calizas cámbricas que afloran más al S entre los recubrimientos (MERTEN, 1955; WEGGEN, 1955), que forman una llanura parcialmente endorreica en la que cinco kilómetros más adelante se encuentra la intersección con la carretera CM-4116, en dirección a Urda. Los ocho kilómetros de esta ruta discurren hacia el E siempre flanqueados hacia el N por la Sierra del Castillejo, formada por areniscas cuarcíticas cámbricas y orlada de piedemontes rojizos entre los que aparecen, en los taludes de la carretera cercanos al pueblo, grauvacas feldespáticas y limolitas pardo-verdosas similares a las de los Cortijos de Malagón. Estas grauvacas se sitúan por debajo de las areniscas anteriores y por encima de las calizas, que afloran dentro de Urda y que se prolongan hasta la vecina localidad de Consuegra, confirmando que esta llanura en su conjunto corresponde a una estructura braquianticlinorial compleja desventrada por la erosión, el Domo de Urda, que hacia el O se estrecha, prolongándose en el Anticlinal de la Sierra del Rebollarejo.

Las canteras de Urda, que nos presentan un aspecto de estas calizas que difícilmente se puede observar en campo abierto (**Parada 5**), se conocen y se explotan desde mediados del siglo XVIII, cuando Giovanni Domenico Olivieri (1701-1762), utilizó estas calizas marmóreas para esculpir algunas estatuas para el Palacio Real de Madrid, su primera visita documentada a Urda la realizó el 12 de agosto de 1740 (TÁRRAGA BALDÓ, 1992). Dentro de un contexto geológico fueron mencionadas por primera vez por PRADO (1855). También fue Her-

nández-Pacheco, durante la excursión que conmemoramos, el primero que dio noticia en 1911 de “huellas de *Arqueociátidos*” y, en 1912, de “algún fósil, pero en tan mal estado de conservación que no nos atrevemos a consignar su determinación específica”, en las calizas marmóreas negras veteadas de blanco, típicas de esta localidad, que él atribuyó al Cámbrico. Hoy día, tras el hallazgo de arqueociatos en Los Campillos (MARTÍN ESCORZA & PEREJÓN, 1972), y gracias a los trabajos de PEREJÓN & MORENO-EIRIS (2006) y MENÉNDEZ *et al.* (2010), no existe duda sobre la edad de estas calizas asignadas al Ovetiense superior (Cámbrico inferior alto).

Tras recorrer en sentido inverso la CM-4116, retornamos a la N-401 en dirección al S. La ruta atraviesa amplios piedemontes rojizos cultivados, interrumpidos por los aluviones de los arroyos que la cruzan, cuyo cauce indeciso llega en algún momento a perderse, como ocurre con el arroyo de La Calderina. Pasado el kilómetro 136, la carretera atraviesa un conjunto de colinas cubiertas de chaparrales, que se van haciendo cada vez más espesos a medida que se avanza hacia el S. En algunos taludes, la roca blancuzca presenta nichos de disolución rellenos de arcilla roja, lo que revela su origen calizo, que se confirma por el color rojo oscuro de los suelos. En las proximidades del kilómetro 141, la sección de estas calizas, que se observa a lo largo de muchos metros en dichos taludes, muestra las características sedimentarias de estos carbonatos, en los que aparecen barras oolíticas y niveles con fósiles visibles (**Parada 6**). En este paraje, próximo al caserío de Los Campillos, es donde encontraron MARTÍN ESCORZA & PEREJÓN (1972) los arqueociatos que permitieron confirmar la edad cámbrica sospechada por Hernández-Pacheco en 1911.

Continuando hacia el S, la carretera se interna en un área de intrincada topografía y espesa vegetación mediterránea, que corresponde a la terminación periclinal meridional de uno de los pliegues subordinados dentro del anticlinal, cuyo flanco N está formado por la Sierra de las Guadalerzas, y en cuyo centro afloran los carbonatos cámbricos de Urda-Los Campillos. Entre las alturas que bordean la ruta destaca hacia el O un relieve cónico que se alza hasta los 1210 m de altura: la Sierra de La Calderina, cuya cumbre está formada por el flanco N de un suave sinclinal colgado de conglomerados y cuarcitas rojas basales ordovícicas orlado de coluviones, mientras que la sucesión de areniscas cuarcíticas duras, grauvacas y limolitas, y finalmente calizas cámbricas, aflora cerca de la carretera, que atraviesa la divisoria hidrográfica Tajo-Guadiana poco más allá del kilómetro 144, donde se inician las cuestas que conducen hacia Fuente el Fresno. A la entrada de esta localidad, en la base del cerro de la Ermita de la Virgen de la Fe, aparece una sucesión formada por cuarcitas impuras, rocas vulcanoclásticas y vulcanitas de composición ácida (riolítica o riocácica) y típico color de alteración pardo-anaranjado (MARTÍN

ESCORZA, 1976). Esta unidad, etimológicamente cambro-ordovícica, que en áreas cercanas también incluye pizarras negras y conglomerados, aparece regionalmente discordante bajo el Ordovícico y también sobre el Cámbrico (MARTÍN ESCORZA, 1976), y aflora discontinuamente bajo las cuarcitas basales ordovícicas tanto al N como hacia el O, hasta alcanzar el Anticlinal de los Cortijos de Malagón.

### *El Anticlinal de Los Cortijos de Malagón*

Nos encaminamos en dirección a Los Cortijos siguiendo la carretera CR-713, que discurre hacia el O próxima al borde meridional de Los Montes de Toledo -en su sentido geográfico- para pronto internarse dentro de ellos en dirección NO, flanqueada por oscuras serranías de cumbres achatadas cubiertas de carrascales. La isoaltitud de estas sierras se eleva tanto al N de las alturas que bordean la carretera, como al S, donde se precipitan sobre la llanura manchega al O de Malagón, formando un frente escarpado cuyo sopié está jalonado por una hilera de manantiales, alguno de ellos termal, que delatan la existencia de un probable accidente neotectónico, responsable de dicho frente.

Después de atravesar varias alquerías a lo largo del valle del Arroyo del Cortijo, en el kilómetro 23 de la CR-713 se franquea la barrera cuarcítica mediante un portillo en el que afloran las rocas volcánicas y volcanoclásticas cambro-ordovícicas que antes hemos citado, cuyas relaciones con el Cámbrico aquí no pueden observarse debido a los recubrimientos pliocuaternarios, representados por los típicos piedemontes tipo raña. Bajo estos recubrimientos, aparece un espesor variable de arenas versicolores, limos y arcillas varioladas, que revisten el sustrato paleoalterado, y cuya edad más probable es Plioceno terminal, por su relación, por un lado, con el más alto de los dos sucesivos ciclos de depósitos continentales con encostramientos típicos de la Llanura Manchega (SAN JOSÉ, 2003), y por otro, con los yacimientos paleontológicos de edad villafranquiense que aparecen en la base de los recubrimientos, en las cercanías de Piedrabuena (Las Higuieruelas). Esta unidad tiene su mejor representación al O de la zona, en Castilblanco, al pie de Las Villuercas, donde intercala conglomerados y, hacia la base, niveles discontinuos de carbonatos de agua dulce.

El valle de los Cortijos de Malagón, que tiene una longitud de cerca de 14 km, y una anchura máxima de 5 km junto al Cortijo de Arriba, está rodeado de montes cuyas alturas corresponden a los conglomerados y areniscas cuarcíticas rojas de la base del Ordovícico (WEGGEN, 1955), como se observa en el Cerro de los Cortijos o de Valdela-gua, al N de esta localidad. En su núcleo, invadido de rañas y aluviones de los arroyos del Cortijo (¿antiguo Humera?), del Martillo, de Valdeibáñez y de Caracuel, afloran las areniscas feldespáticas y grauvacas grises del Cámbrico, entre las que des-

taca un nivel más duro, que equivale al de la Sierra de Los Castillejos en Urda, y que forma los altozanos donde se levanta la ermita de la Virgen de Fátima, configurando un arco que rodea por el N a ambos Cortijos, el de Arriba y el de Abajo.

Las areniscas cámbricas que afloran en el núcleo anticlinal en las cercanías de estas poblaciones, lo hacen bajo una cobertera delgada de recubrimientos, que ha desaparecido en los arroyos y cunetas de la carretera y los caminos. En uno de ellos, a las afueras del Cortijo de Arriba, es donde se pueden observar estas areniscas (**Parada 7**), en el kilómetro 28 de la CR-713, actualmente CR-714, aunque no sea ésta la ubicación de los yacimientos de la “fauna primordial” de PRADO (1855), revisada por RÁBANO & GUTIERREZ-MARCO (1998), ni de WEGGEN (1955), ni tampoco los de GIL CID & JAGO (1989).

Saliendo hacia el O del Cortijo de Arriba, la carretera CR-714 cambia también de numeración kilométrica, y, después de dejar a la derecha algunos afloramientos que cierran el arco de areniscas duras del Cámbrico, en el kilómetro 16 se interna en los conglomerados, areniscas y cuarcitas rojas compactas de la base del Ordovícico, cuya discordancia no se observa tapada por los espesos coluviones de la umbría, cubierta de vegetación, de la antigua casa del Tocón. Tras franquear el collado que separa la Sierra del Castaño de los rasos de Valdegutiérrez y la Sierra de la Velasca, formados por la citada unidad ordovícica basal, suavemente plegada e inclinada hacia el SO (WEGGEN, 1955), la ruta desciende hacia el valle de Valdecioso. Aquí, los taludes de la carretera permiten observar, entre los kilómetros 11,700 (**Parada 8a**) y 10,500 (**Parada 8b**), las características de la parte superior de las “Areniscas intermedias” de Weggen, formadas por areniscas finas micáceas blancas, gris claras o verdosas, con ferruginizaciones de color púrpura o morado (MARTÍN ESCORZA, 1977a), que alternan con escasas lutitas oscuras y con limolitas vinosas, con abundantes estructuras sedimentarias de plataforma somera con retoque tempestítico, y bioturbación vertical, (*Skolithos*, *Daedalus*, etc.) y horizontal (*Cruziana*, etc.). Esta unidad, en conjunto más blanda que las que la enmarcan, da lugar en la topografía a una alineación de valles paralelos a la cadena dentada formada por las cuarcitas masivas blancas superiores (“Cuarcita Armoricana”, *s. str.*) a la que preceden y acompañan, haciendo que destaquen aún más en el relieve, como ocurría en la subida al Puerto de Los Yébenes.

La “Cuarcita Armoricana”, formada por bancos gruesos de cuarcita blanca sacaroidea, que alternan con otros más finos y con paquetes de areniscas blancas o rojizas, con abundantes icnofósiles como los descritos anteriormente, se cortan a la altura del kilómetro 8 de la CR-714, en el estrecho que forma la llamada Boca de Los Valles, tupida de robles, quejigos y fresnos. A izquierda y derecha de este desfiladero, las “Capas de Marjaliza” afloran a techo de estas cuarcitas, parcialmente recubiertas por los depósitos de ladera (coluviones

y pedrizas), que acaban ocultándolas ladera abajo, así como a las Pizarras de Navas de Estena que se les superponen, sepultadas bajo los piedemontes de raña que se inician como abanicos aluviales anchos y llanos a la salida de la angostura, cubiertos de cultivos.

### *La Depresión Sinclinorial de El Robledo*

A la salida de la Boca de Los Valles, la carretera CR-714 enfila recta hacia el SO, sólo interrumpida por el cruce con el canal principal de regadío del Embalse de la Torre de Abraham, cuya traza ondulada dibuja las lobulaciones de los abanicos de raña a los que se acomoda. Estas rañas predominan en la periferia, y sobre todo en los bordes de la Depresión de El Robledo, cuyo centro está ocupado por terrazas y aluviones del río Bullaque y su afluente el Alcobilla. El paisaje de llanuras se extiende hacia el NO, sólo interrumpidas por asomos dispersos del sustrato paleozoico (Las Morras de El Torno, y los morros de La Toledana, de Palillos y de Las Tablillas), que a partir de Santa Quiteria afloran ya de forma casi continua hacia el O, mientras que hacia el S aparecen el anillo de colinas formado por el Sinclinal de Los Arenales, y el morro volcánico del Cerro Santo de Porzuna. Toda la parte norte de la Depresión corresponde a las típicas rañas de la Viñuela, de Santiago, de los Pescados, de la Cruz de Ramírez, del Peral, del Pocico y de Palillos (SAN JOSÉ *et al.*, 1997), que forman la gran llanura suroriental del Parque Nacional de Cabañeros (el llamado “Serengeti español”), cuyas sierras enmarcan la Depresión por el N y el O (Sierras del Chorito, de Miraflores y de El Rostro). Por el NE, la Sierra de la Higuera constituye la terminación periclinal occidental del Anticlinal de Los Cortijos, que acabamos de recorrer. La Depresión se cierra por el SO y S por las sierras de Navalajarra, Navalaencina, Los Canalizos, Utrera y Peñas Negras, aunque al E de Porzuna la planicie se prolonga para acabar conectando con la Llanura Manchega al E de Malagón.

Bajo los recubrimientos pliocuaternarios que inundan la llanura de El Robledo, afloran, sobre todo hacia el S y en los escarpes de las rañas y terrazas, conglomerados compactos ferruginizados que presentan todos los caracteres de auténticas cortezas ferralíticas (RUBIO PASCUAL *et al.*, 2008). También aparecen las arenas versicolores, limos y arcillas varioladas pliocenas, que en su día debieron rellenar toda la Depresión, bajo las cuales el sustrato paleozoico, fuertemente paleoalterado y erosionado, está formado por alternancias de potentes paquetes pizarrosos, con intercalaciones cuarcíticas, del Ordovícico medio y superior, alcanzando hasta el Silúrico. Estos materiales forman el núcleo de las estructuras sinclinales que convergen bajo la llanura de El Robledo, que son: por el NO, el Sinclinal de Rocigalgo-Viñuela y el de La Chorrera; por el O, el de Guadarranque-Hornillo, que se prolonga por el S hacia Malagón, y por el E, los pequeños sinclinales de Piedralá y

de Valdeborrachos, que, junto con los anticlinales de El Marín y El Banderín, relevan por el S al Anticlinal de Los Cortijos.

Esta Depresión está atravesada de S a N, por la Cañada Real Riojana, o Galiana, que viene a coincidir en parte con la antigua Vía Mariana que unía Toledo con Córdoba en la época tardorromana. En ella se encuentra el límite histórico entre los Montes de Toledo y los “Estados del Duque de Medinaceli”, antiguo territorio vinculado a la villa de Malagón, recuperado por la Orden de Calatrava tras su reconquista definitiva en 1212. De esta Orden pasó al rey en 1529 y tras su venta en 1548, su dominio acabó en 1800, por sucesivas herencias y matrimonios, en la Casa Ducal de Medinaceli, y finalmente en el siglo XX, en propiedad de los vecinos de las poblaciones que comprendían dichos “Estados”, y que hoy forman una Mancomunidad que conserva dicho nombre.

### *El Anticlinal del Chorito-Los Cortijos: la Boca de la Torre de Abraham*

Tras conectar con la carretera CM-403 junto a la Casa de La Toledana, propiedad del Duque de Calabria, continuamos hacia el N, atravesando Pueblo Nuevo del Bullaque (principal acceso al Parque Nacional de Cabañeros, y donde se encuentran las oficinas de la Dirección del Parque), hasta alcanzar la Boca de la Torre de Abraham, o “Torre de Foia Abraham” en el documento de venta real de los Montes de 1246. En esta Boca, el río Bullaque se encajona entre las sierras del Chorito al O, y las de La Higuera y El Pocito al E, aprovechando un conjunto de fracturas de dirección NE-SO, que provocan el estrechamiento de la estructura anticlinorial que forman ambas sierras; la de La Higuera se abre hacia el E en el valle de Los Cortijos, mientras que la del Chorito forma, hacia el O, una amplia bóveda suavemente plegada, coronada por un espléndido nivel de cumbres (SAN JOSÉ, 1969), que da lugar a extensos rasos en la cima de esta sierra, ya dentro del territorio del Parque.

La Boca se estrecha en el kilómetro 46 de la CM-403, donde se ubica la presa del Embalse de la Torre de Abraham, cuyo estribo O apoya en el otero donde se alzan las ruinas de la torre, construida por los colonos que repoblaron la zona en 1146, y testigo de varios hechos de armas contra los sarracenos en 1213 y 1214. Bordeando hacia el N el embalse, y dejando a la derecha el anticlinal formado por la “Cuarcita Armoricana” de la Sierra de la Higuera, que se observa aguas arriba del arroyo de Valdepalacios, los taludes de la carretera junto al mirador del kilómetro 44,250, y entre éste y el 42,500, dejan aparecer algunos afloramientos muy paleoalterados y enrojecidos de las Pizarras de Navas de Estena, bajo coluviones y cabeceras de rañas, mientras que las Capas de Marjaliza infrayacentes apenas se advierten, ocultas por coluviones.

### *El Sinclinal de Navas de Estena: la Depresión de Retuerta-Las Navas*

La amplia llanura que se desarrolla hacia el N, similar a la del Robledo pero más estrecha en sentido N-S, está ocupada por rañas, rañizos y aluviones de los ríos Bullaque por el O, del Milagro por el N y de las Navas por el E, que convergen en el Embalse de la Torre de Abraham. Esta llanura se instala sobre el sustrato pizarroso del Sinclinal de Navas de Estena, cuyos primeros niveles muy alterados acabamos de observar, y que luego desaparecen bajo el manto de recubrimientos. Sólo en las inmediaciones de Retuerta afloran areniscas como las del Torno o de los Arenales, y más al O, donde la erosión remontante del río Estena ha desmantelado la cobertera aluvial reciente, afloran las pizarras muy fosilíferas del Ordovícico medio. Estas pizarras también afloran, muy alteradas, en los escarpes que limitan las plataformas inclinadas de raña, o en sus cabeceras, donde se conservan los ápices de sus abanicos, que presentan diseños triangulares característicos, por el retroceso de la vertiente debido al incipiente encajamiento de la red fluvial actual. Este encajamiento, aunque escaso, sólo se observa en el sector centro-occidental de la depresión, o del Bullaque; en cambio en el oriental, o de Las Navas, la red no está encajada, y los ápices de los abanicos de raña se conservan intactos y funcionales en la actualidad.

Tras hacer una amplia curva para sortear la cola del embalse sobre la zona pantanosa de confluencia entre el río de las Navas y el del Milagro, la CM-403 se dirige recta hacia el N, hasta el cruce con la CM-4017, junto a la finca de El Molinillo, núcleo fundado en el siglo XV por parte de los habitantes de la Puebla del Milagro, que la abandonaron por su insalubridad. A espaldas de esta localidad, hacia el E, se yergue la masa oscura y boscosa de forma cónica, del extremo periclinal del Anticlinal de la Sierra del Rebollarejo, representado por la Sierra de los Torneros, cuyas cumbres septentrionales se alinean sobre los 1200 m, mientras que hacia el S y el E lo hacen a 1100 m, siendo relevadas en ambas direcciones por un nuevo enrasamiento a los 1000 m, que es la altitud generalizada del nivel de cumbres inferior en toda la región (SAN JOSÉ, 1969). Las formas de enlace entre ambas superficies se conservan en esta sierra, aguas arriba del arroyo de la Sierpe, como rasos y hombreras bien desarrolladas, lo que también ocurre en otros macizos montañosos de la parte septentrional de los Montes de Toledo (SAN JOSÉ, *et al.*, 1997).

Continuando hacia el N, a dos kilómetros del cruce de El Molinillo, y tras cortar varios afloramientos de pizarras con intercalaciones de areniscas finas del Ordovícico medio, la ruta se aproxima al cauce del río del Milagro junto al vado y la Ermita de dicho nombre, en el límite provincial. En los alrededores de esta Ermita se conservan los restos de las fortificaciones del Castillo del Milagro, construido entre 1213-1214 por iniciativa

del Arzobispo de Toledo Don Rodrigo Jiménez de Rada, para proteger el puerto de Alhover (hoy Puerto del Milagro). El castillo se construyó sobre el emplazamiento de una atalaya ("*miraculum*") anterior, levantada para vigilar el tránsito por el camino de Córdoba, tras la reconquista de Toledo por Alfonso VI en 1085. Este castillo, cuya jurisdicción llegó a alcanzar por el S, desde Abenojar por un lado, hasta Alcocer por el otro, fue, junto con su Puebla correspondiente (abandonada en el siglo XV), el núcleo y capital jurisdiccional del territorio que luego constituyó los Montes Propios de la Ciudad de Toledo.

### *La Depresión Algodor-Milagro*

A partir de la Ermita del Milagro, la carretera, siempre acompañada por la Cañada Real Riojana o Galiana, sortea en amplia curva el frente de la raña que festonea el flanco S del cerro de Peñafiel, de 1418 m de altitud, para acabar ascendiendo por ella en dirección al N hasta cruzarse con la cañada en el kilómetro 23,500, en la Cruz del Granujal (**Parada 9**). Desde este punto se contempla una amplia panorámica hacia el E, dominada por las espectaculares rañas que se derraman con suave pendiente a partir de las Sierras del Castañar y de Los Yébenes por el N, y de los Torneros y del Rebollarejo por el S, convergiendo en el centro de la Depresión, que está recorrida longitudinalmente, en direcciones contrarias, por los ríos del Milagro y Algodor, y cuya divisoria, que lo es también del Guadiana y del Tajo, cierra el horizonte a casi veinte kilómetros de distancia (Fig. 5).

En esta Depresión (GUTIERREZ-MARCO *et al.*, 2002), bajo cuya cobertera de rañas llegan a aparecer algunos metros de gravas, arenas y arcillas rojas pliocenas, vuelve a encontrarse el límite occidental de los encostramientos y caliches manchegos; pero no sólo de ellos: también aparece un pequeño espesor de margas y arcillas yesíferas terciarias, prolongación de las de La Mancha, conservadas en depresiones erosivas del sustrato paleozoico, como demuestran los pozos excavados en estas rañas. Este sustrato está formado por las pizarras negras o azuladas del Ordovícico medio que constituyen el núcleo del Sinclinal de Los Yébenes, y que afloran en los valles y en las cabeceras de los arroyos encajados en las rañas, como es el del Acebrón, cuyos clásicos yacimientos fosilíferos se encuentran próximos a nuestro observatorio (MARTÍN HERRERO *et al.*, 2008). La terminación periclinal de este Sinclinal, complicada por fracturas transversales, está representada por las Sierras de Peñafiel, su apéndice la de Martín Domínguez, y Los Morrillos, entre las que discurre la CM-403 a través del Puerto del Milagro, aprovechando el portillo abierto por la erosión a favor de dichas fracturas.

También afloran estas pizarras junto a la carretera, muy verticales y afectadas por metamorfismo de contacto, en los alrededores de la Vertiente de los Castaños, entre los robles y quejigos



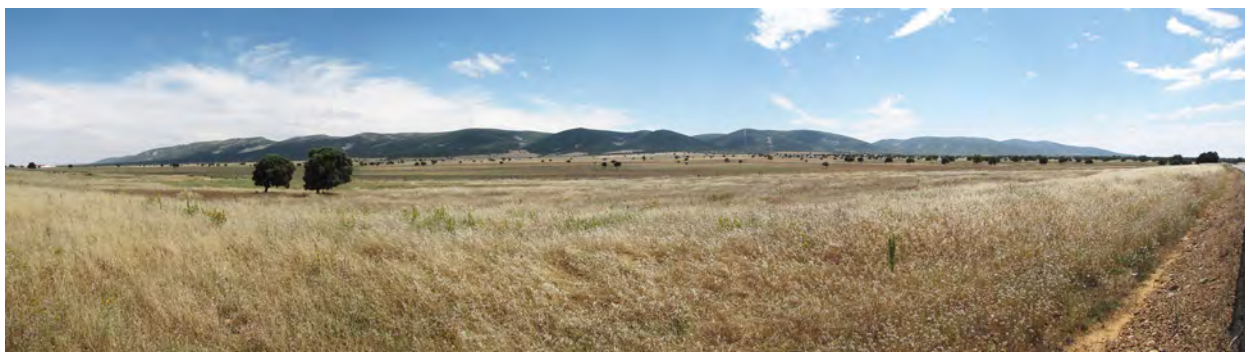


Fig. 5 Panorámica de Sierra de los Torneros (Foto Moreno-San José, 2011).

que tapizan la ladera nororiental de la sierra de Martín Domínguez, cubierta de canchales y coluviones rojizos, los mismos que forman el collado del Puerto del Milagro, por el que se franquea la barrera morfológica que configura la primera, y más elevada, alineación de los Montes de Toledo.

#### *El Puerto del Milagro: el batolito de Orgaz*

El Puerto del Milagro constituye la vía de paso más asequible y cómoda que atraviesa la muralla natural formada por los Montes de Toledo septentrionales. Por este motivo, a través de ella discurre la actual CM-403, heredera del Camino Real de Córdoba y éste de la Vía Mariana, y la Cañada Real Galiana que, procedente de los Cameros, tenía su “extremadura” en los pastos de invierno de Alcudia, Pedroches y Sierra Norte de Sevilla. Por ser acceso fácil desde Andalucía al valle del Tajo, tras la reconquista de Toledo los sucesivos reyes cristianos procuraron proteger este paso, aunque no pudieron evitar “razzias” como las de 1213 y 1214 (LEBLIC, 2000). Por el nombre de una aldea mozárabe situada en sus inmediaciones, este puerto se denominaba entonces de Alhover (Alfover, Alober, Alhober: JIMÉNEZ DE GREGORIO, 1988), cambiando su nombre por el del Milagro a raíz de la creciente importancia de este castillo, apenas a una legua de distancia.

Desde este Puerto se contempla otro espléndido paisaje: los Montes de Toledo forman un amplio arco hacia el O que rodea en anfiteatro la localidad de San Pablo de los Montes. Más allá, las sierras, con aparatosas pedrizas, retornan hacia el N enmarcando el Robledo de Montalbán, para acabar perdiéndose hacia el NO en dirección a Navahermosa. Estas sierras, cubiertas de robledales, se alzan sobre una penillanura granítica con rañas residuales dispersas (SAN JOSÉ, 1969), cuyos contrafuertes y lanchares se elevan hasta alcanzar el nivel de los puertos como en el del Avellanar, y en éste en el que nos encontramos. Hacia el N, más allá de los berrocales, se distingue la silueta de los montes- islas de Pulgar, Noez y Alpuébrega y en días claros, tras la llanura ondulada del terciario

rio al N del Tajo, el horizonte lejano del Sistema Central.

Descendiendo el puerto hacia el N, y dejando atrás los relieves cuarcíticos de Los Morrillos y el Saltadero y a la izquierda el amplio valle del Sotillo, a ambos lados de la carretera comienzan a aparecer afloramientos alterados de granito, que enseguida se convierten en un caos de berrocales, que continúan hasta la localidad de las Ventas con Peña Aguilera, famosa por su industria cinagética y de cantería. Repoblada por Alfonso VI en 1146 con el nombre de Alfovere, en ella se construyó un castillo para la protección del paso del Camino de Córdoba y del Cordel de merinas o Cañada Real Galiana, que se llamó de “Peña Aguilera” por estar situado junto a la actual Peña del Águila, y cuyos restos constituyen la que ahora se denomina “Torre de los Moros”. Vendida a Toledo en 1246 con el resto de los Montes, y acabada la amenaza sarracena, la población, que vivía al amparo del castillo, empezó a poblar los alrededores de las dos ventas situadas al pie del cerro, en el Cordel de merinas, origen de la actual villa, cuya Carta Puebla fue otorgada por Juan II en 1422.

El granito de esta localidad, que forma parte del batolito de Orgaz (PRADO, 1855), está afectado por fracturas precoces E-O rellenas por diques de pórfido cuarcífero de variada potencia, y por desgarres sinistral NE-SO tardíos, y corresponde a un plutón tardicinemático hercínico, o varisco, formado por granitos y (o) monzogranitos biotíticos de grano variable, con o sin moscovita, cordierita y megacrístales feldespáticos, que forma parte de una banda de cuerpos graníticos que se extiende al S del valle del Tajo, en sentido E-O, desde la localidad de Mora, en Toledo, hasta la de Naval Moral de la Mata, en Cáceres. Estos granitoides, lo mismo que ocurría en Orgaz, están ampliamente palealterados siempre por debajo de la cobertera de rañas, aunque el estudio topográfico hace suponer que algunos resaltes graníticos, o sus diques asociados, llegaron a emerger de esta cobertera formando relieves insulares, como las Peñas del Águila en Ventas, los cerros del Torcón en Menasalbas, o del rincón del Toro al N del Castañar, en Pulgar, así como los contrafuertes de Los

Castillejos, junto a San Pablo. Pero en general, la superficie que contemplamos corresponde a la de paleoalteración prepliocena, parcialmente cubierta por restos erosionados de la cobertera, que en el paisaje constituyen las zonas más intensamente cultivadas.

*Regreso a la Plataforma de Toledo, por la Vía Mariana*

A partir de Ventas, el antiguo Camino Real y la cañada continúan hacia el NNE, en dirección a Toledo, próximas a la carretera CM-4013, que conduce, primero a Cuerva, luego a Pulgar y Layos y, finalmente, a Argés, ya en el alfoz de la Ciudad Imperial. El paisaje granítico con berrocales se dulcifica cerca de Cuerva, la antigua Libora carpetana, después Peñaflor, por el castillo de dicho nombre próximo al pueblo, y luego Villar de Corva y Villacarrillo. Esta localidad fue parte de los Montes hasta su venta en 1447, y en sus alrededores proliferan huertos con pozos y norias que aprovechan acuíferos superficiales vinculados a cubetas de arenización en la plataforma granítica.

Siguiendo hacia Toledo, a poco más de kilómetro y medio antes de Pulgar, la litología del paisaje cambia: los berrocales graníticos y los restos de recubrimientos pliocuaternarios rojos erosionados, son sustituidos por un sustrato de pizarras de color verde-jabón característico, metamorfizadas en el contacto con la intrusión granítica, en las que se intercalan tramos calcáreos blancuzcos, y que por su color fueron denominadas “Serie Verde”. En esta unidad, que se extiende ampliamente a todo lo largo de la comarca de La Sisa, APARICIO & GIL CID (1972) encontraron al pie de la sierra de Alpuébraga y cerca de Totanés, trilobites del Cámbrico inferior alto cuya edad no parece muy alejada, aunque quizás algo más antigua que la de la “fauna primordial” de Los Cortijos de Malagón.

Pulgar, erigido sobre la Serie Verde, cercano al monte-isla de este nombre y ya ubicado en la Comarca de La Sisa, fue incluido en primer término en la relación de lugares de los Montes vendidos a Toledo por Fernando III en 1246, y constituía ya en el siglo XIII un lugar estratégico fortificado en la segunda línea de defensa de la Ciudad de Toledo contra las incursiones moras, levantada por el Arzobispo Jiménez de Rada. A partir de este pueblo, la Cañada Real se aparta hacia el N hasta amoldarse al curso del arroyo Guajaraz y acabar coincidiendo con el trazado final del Camino Real de Toledo a Guadalupe, hoy carretera CM-401. Nuestra ruta en cambio, sigue hacia el NNE, cruzando el límite entre La Sisa Mayor, al E del Guajaraz, y la Menor, al O, y discurre más o menos coincidente con el trazado de la antigua Vía Mariana, de Toledo a Córdoba.

Pasado Pulgar, la carretera continúa sobre pizarras de la Serie Verde, que están atravesadas por una apófisis granítica en el cercano Cerro del Cancho Gordo, y afectadas por un desgarramiento tardihercínico de dirección NNE-SSO, que cruza la

carretera cerca del kilómetro 20. Este asomo granítico está en relación con otros que aparecen hacia el E, a los cuales parecen estar vinculadas las mineralizaciones filonianas de galena argentífera, blenda y pirita, que se explotan en el coto minero del Guajaraz (La Higuera), cuyas instalaciones se pueden ver a poco más de un kilómetro a la derecha de la carretera. Tras atravesar una zona cataclástica que corresponde a la llamada “Banda Milonítica”, aparecen los berrocales, que llegan hasta la Ciudad Imperial, formados por migmatitas, granitoides inhomogéneos sincinemáticos, y metasedimentos asociados, del Macizo Metamórfico de Toledo. El paisaje se torna árido, con escasos huertos en los valles y laderas con vegetación rala de tomillares y retamares; sólo en las estribaciones sudorientales del monte-isla de la Sierra, o Cerro de Layos, que da fondo al paisaje toledano, aparecen olivares dispersos y en el cerro, chaparrales sobre el sustrato paleozoico formado por la sucesión ordovícica inferior, discordante sobre la Serie Verde. Esta sucesión, que forma una estructura sinclinal replegada, culmina en las cuarcitas blancas masivas (“Cuarcita Armoricana”) que coronan la sierra a 1084 m, altura parecida a la del Pico de Noez-Sierra de Alpuébraga, de 1034 m, situada a 14 km al O y formada por los mismos materiales.

La peana de la Sierra de Layos está rodeada al N por la Banda Milonítica, que acaba dirigiéndose hacia el E, para bordear, también por el N, las serratas de Nambroca y de Almonacid, y desde ésta, torcer al SE en dirección al extremo N de la Sierra de Mora, truncando el arco que forma la terminación nororiental de los Montes de Toledo, que se estrellan frontalmente contra dicha Banda Milonítica, que acaba perdiéndose bajo la cobertura terciaria de La Mancha. Al N de esta banda, en la Sierra de Layos, predominan migmatitas biotítico-cordieríticas oscuras, que alternan con franjas ONO-ESE más leucocráticas, como las que aparecen cerca de la carretera en el llamado “puente romano” sobre el Guajaraz.

Formando una aureola de recubrimientos que se dispersa centrífugamente hacia el N y NO de la Sierra de Layos, aparecen, con espesor variable, arcosas rojas y conglomerados arcósicos con cantos de migmatitas, esquistos y, sobre todo, cuarcita, similares a los sedimentos del Terciario al N de Toledo, y que rellenan una superficie irregular previa sobre el sustrato metamórfico paleoalterado. Restos de estas arcosas aparecen también salpicados sobre la superficie de la Plataforma de Toledo, más abundantes cuanto más cerca de su escalón frontal. Progradando sobre ellas, y eliminándolas hacia el N por erosión prepliocena, los piedemontes periféricos tipo raña procedentes de esta sierra, están formados por conglomerados cuarcíticos rubefactados, con encostramientos y caliches. Estos piedemontes tiene su mejor representación en el que se inicia en la Raña de las Cabras, al pie de la Sierra de Layos, para luego discurrir hacia el N

formando la Loma de Argés, y acabar junto a Toledo, dominando la ciudad, en el vértice Pozuela.

Esta cobertera compleja, en la que se superponen y solapan unidades sedimentarias siempre discordantes, entre sí y con el zócalo paleoalterado, plantea un interrogante que no ha sido todavía satisfactoriamente resuelto: la superficie paleoalterada sobre la que se apoyan los últimos recubrimientos ¿corresponde a un evento paleoclimático inmediatamente anterior a éstos, o es herencia de un recubrimiento anterior, eliminado por la erosión previa al depósito del último? Si además se considera la probable existencia de varias coberteras sucesivas, cada una con su propia alteración previa, eliminadas en cascada por la, o las siguientes, pero conservando en parte el efecto de las sucesivas paleoalteraciones sobre la superficie del zócalo, en ausencia de restos de las correspondientes coberteras que posdaten sus eventos respectivos, la respuesta no puede ser fácil. El resultado será, en cualquier caso, una superficie que se degrada paralelamente a sí misma, esculpida por ciclos sucesivos, cada uno de los cuales va sumando sus efectos a los de los anteriores, hasta su estado actual. El problema final a resolver sería discriminar dichos efectos, identificando el episodio a que cada uno corresponde, y deducir sus condiciones paleoclimáticas y la secuencia en que se han superpuesto.

Layos, ubicada en la comarca de La Sisle, fue lugar perteneciente a diversos monasterios toledanos (Santa María de La Sisle, Santo Domingo el Real, Santo Domingo el Antiguo, San Clemente), a los que proporcionaba alimentos y rentas procedentes del arrendamiento de las viñas, terrenos de labor y olivares que aún persisten. Vendido en 1445 a Juan Carrillo, pasó en 1509 a Don Francisco de Rojas, luego a los Condes de Teba y Mora, y finalmente a la Casa de Alba. La villa está asentada sobre migmatitas melanocráticas bandeadas.

Entre Layos y Argés alternan bandas ONO-ESE lenticulares de migmatitas melanocráticas alternando con adamellitas y granodioritas porfídicas deformadas, de grano grueso a fino, que en Argés incluyen también ortoneises metagraníticos deformados y ortoneises biotíticos glandulares, con alguna intercalación tonalítica, que forman berrocales dispersos entre los olivares que rodean la villa.

Argés ya pertenece al alfoz de Toledo, y la influencia de la ciudad se ha manifestado a lo largo de toda su historia; antiguamente era propiedad de la nobleza rural y de terratenientes que vivían en Toledo y hoy es villa dormitorio de la ciudad. La Torre de Cervatos, en su término municipal, junto con el Castillo de Guadamur, formaron parte de uno de los anillos defensivos de la ciudad, y sirvieron de protección para los Caminos Reales de Córdoba y de Mérida, respectivamente.

### *Toledo*

A partir de Argés, la proximidad del piedemonte de La Loma invade de derrubios el trayecto de la CM-4013, entre baldíos y olivares, que poco antes de descender de la plataforma en dirección a Toledo, converge con la CM-401 y con la Cañada Real Riojana, separándose de nuevo en las proximidades del Cigarral de las Mercedes. Tanto si se desciende a la ciudad por los cigarrales como por La Bastida, se atraviesan migmatitas melanocráticas con intercalaciones de esquistos y leptinitas (metaarcosas feldespáticas) con granates y de gabros en este último itinerario y, en ambos casos, al llegar a Toledo, migmatitas estromáticas ácidas o intermedias, también granatíferas.

Si se opta por acceder a Toledo por La Bastida, utilizando la CM-401, antigua vía de Toledo a Mérida, conviene señalar que, pasada la Venta de la Oliva, entre el muro que limita los terrenos propiedad de la Fábrica de Armas (hoy Campus de la Universidad de Castilla-La Mancha) y el río Tajo, dando frente a la Ermita del Cristo de la Vega, en la Solanilla, existe un pequeño afloramiento arenoso-carbonático cretácico, señalado por GÓMEZ DE LLARENA (1923: 23), similar al del Cerro de la Rosa "pero poco fosilífero". La posición de este afloramiento y su relación con las ondulaciones de la traza del frente del escalón de la Plataforma Toledana, indica que el accidente tectónico que da lugar a este escarpe, aunque muy verticalizado, es una falla inversa (MERTEN, en este volumen), provocada por un evento compresivo intramioceno en relación con esfuerzos S-N originados por el empuje de la Placa Africana contra la Euroasiática (+ Ibérica) en dicha época.

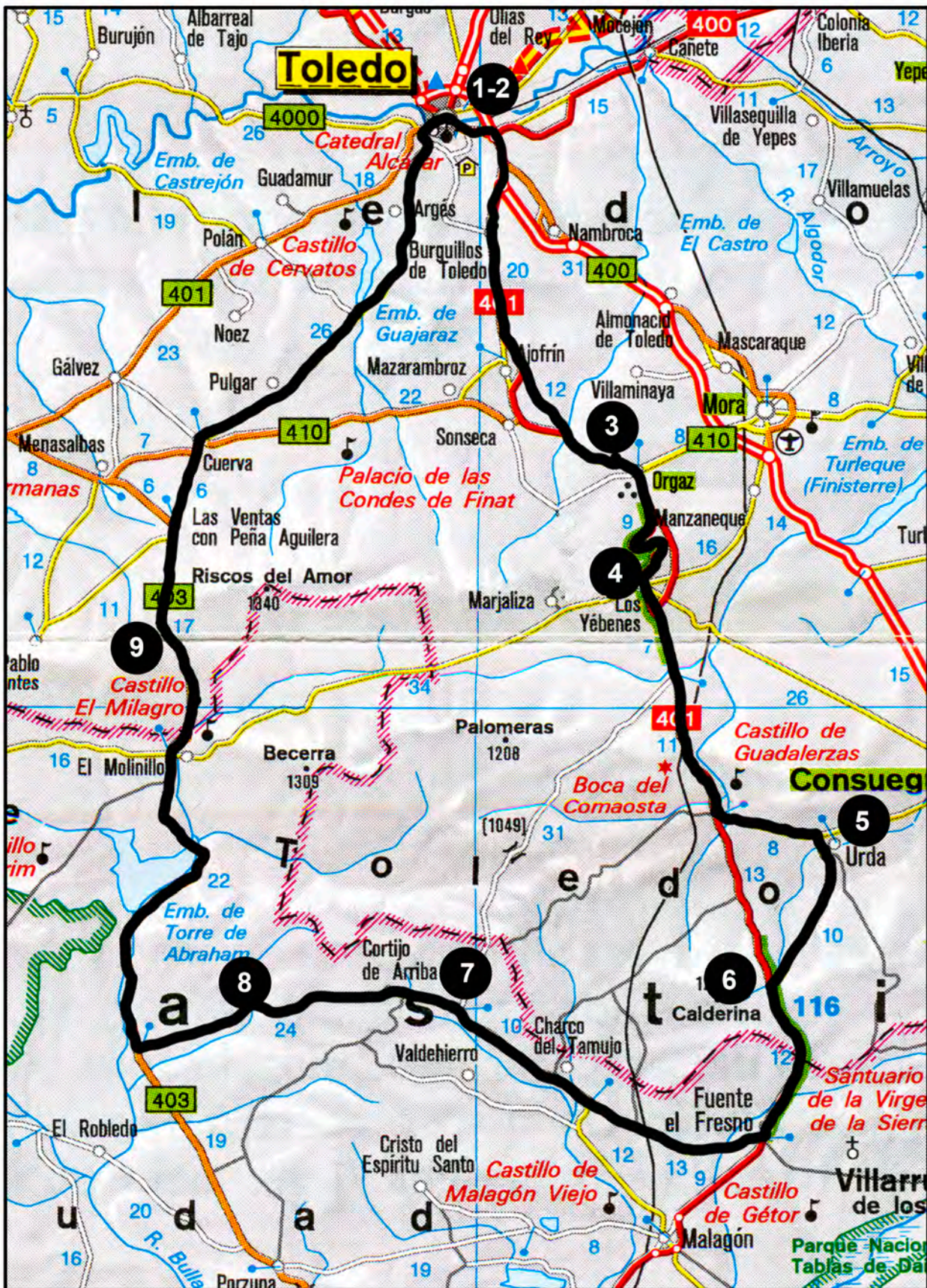


Fig. 6. Itinerario de la excursión, en el que se indican las paradas con su número correspondiente.

#### 4. DESARROLLO DE LAS PARADAS

El itinerario de la Excursión discurre, en su mayor parte, por la provincia de Toledo y la adición al *Itinerario* de E. Hernández-Pacheco (1912), para pasar por los Cortijos de Malagón, lo hace por la provincia de Ciudad Real (Fig. 6).

##### Parada 1. El Macizo Cristalino de Toledo y sus fallas de borde

La parada se sitúa en el paseo a la izquierda del río Tajo a su entrada al Torno del Tajo de Toledo. (Hoja a escala 1:50 000 n° 629 Toledo) (Fig. 7).

El objetivo de esta parada es:

- La observación de las fallas que limitan el Macizo Cristalino de Toledo contra el Terciario de la Cuenca de Madrid.
- La observación de las rocas que componen el Macizo Cristalino.



Fig. 7. Vista de Toledo desde la subida al castillo de San Servando (Foto Moreno-San José, 2011).

##### La Fallas

El Macizo Cristalino de Toledo está limitado en la zona de Toledo con la Cuenca de Madrid por dos fallas principales, inversas, de dirección O-E, una más septentrional, que se observa aquí y que se prolonga hacia el O más o menos al pie de la muralla N de Toledo y que continúa varios kilómetros paralelamente al S de la carretera CM-4000. Hacia el E desaparece a poca distancia de este punto. Ambas fallas buzan unos 70° hacia el S.

La falla septentrional se puede observar en esta parada al otro lado del río. A la izquierda, al S, se encuentran las rocas duras del Macizo Cristalino de Toledo y a la derecha, al N, las formaciones blandas, rojizas, que constituyen el relleno terciario de la Cuenca de Madrid.

La segunda falla aparece a unos 1000 m al S. Se encuentra dentro del Macizo Cristalino en el tramo S del Torno del Tajo y no es visible más hacia el O. Hacia al E pasa por el Barranco de la



Fig. 8. La falla entre el Macizo Cristalino de Toledo y la Cuenca Terciaria de Madrid. (Foto R. Merten 2010).

Degollada para luego tomar el relevo de la falla anterior, formando el límite entre el Cretácico o Terciario y el Macizo Cristalino. Puede ser seguida hasta las proximidades del arroyo de Mochares.

Eduardo Hernández-Pacheco, en su *Itinerario Geológico de Toledo á Urda* (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1912), no cita esta falla. Del corte dibujado se deduce que consideró que existe un adosamiento del Terciario al Macizo Cristalino. Tampoco figura esta falla en la Hoja de Toledo, n° 629, del Mapa Geológico de España a escala 1:50 000 (TEMPLADO *et al.*, 1944).

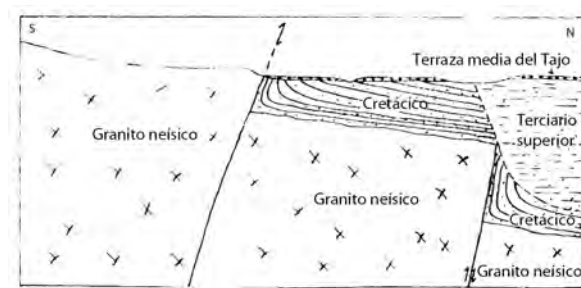


Fig. 9. Corte esquemático por el límite Norte del Macizo Cristalino de Toledo, según MERTEN 1955, modificado.

MERTEN (1955) describe una falla inversa contra el Cretácico, pero con adosamiento del Terciario, mientras, en realidad, según los conocimientos actuales las fallas afectan tanto al Cretácico como al Terciario (Figs. 8 y 9).

A pesar de la evidencia de una falla inversa, durante años, en gran parte de las descripciones bibliográficas aparece esta falla como falla normal (APARICIO YAGÜE, 1970, 1971, HERNÁNDEZ ENRILE, 1991) (Fig. 10).

##### El Macizo Cristalino de Toledo

Las diversas rocas del Macizo Cristalino de Toledo se pueden observar en el mismo paseo. Se trata de una unidad compleja migmatítica, de un alto grado de metamorfismo, con augen-ortoneises, paraneises pelíticos y semipelíticos, leuconeises, amfibolitas, cuarcitas, conglomerados y mármoles. Existen intrusiones de granitoides lige-



Fig. 10. Toledo con el Barrio de Santa Bárbara, el Cerro de la Rosa con el Cretácico discordante sobre el Macizo Cristalino y las dos fallas que limitan el Macizo Cristalino al N en Google Earth.

ramente anteriores o sincrónicos con la culminación del proceso metamórfico y, en menor grado, gabros sincrónicos.

Han sido objeto de numerosos estudios, especialmente aprovechando, entre otros, los afloramientos que se sitúan un poco más al S en la carretera de la Ronda de Toledo.

HERNÁNDEZ-PACHECO (1912) consideró las rocas como arcaicas, “mientras investigaciones posteriores no demuestren otra cosa”, siguiendo la autoridad de Macpherson. Las describe como verdaderos gneises pasando a veces a granito gneísico. Cita gneis granatífero como roca dominante, pegmatitas de feldespatos, gabarros muy micáceos de aspecto pizarroso y gneis micáceo, entre otras rocas.

MARCE RIBA (1928) hace un estudio petrográfico detallado de la zona metamórfica de los alrededores de Toledo.

MERTEN (1955) lo describe como granito néisico (*Gneisgranit*) de una composición muy variada y con presencia de intercalaciones de calizas metamórficas. Lo considera sinorogénico con la fase varisca.

La edad arcaica de estos materiales ha sido fuertemente defendida durante mucho tiempo por LLOPIS LLADÓ & SÁNCHEZ DE LA TORRE (1962, 1963 y 1965). En particular describen un microconglomerado de 2 a 10 m de espesor discordante sobre el zócalo de las migmatitas de Toledo, cuando en

realidad, según APARICIO YAGÜE (1970) y SAN JOSÉ (Comunicación personal) el microconglomerado consiste en una milonización intensa producida por un accidente tectónico de edad varisca.

APARICIO YAGÜE (1970, 1971) hace un estudio profundo del Macizo Cristalino de Toledo. Lo llama *Unidad Migmatítica* y lo describe como una unidad compleja, constituida por rocas de tipo metamórfico migmatítico junto a rocas plutónicas básicas y enclaves de rocas poco afectadas por el metamorfismo. Menciona neises, leptinitas, anfíbolitas y mármoles como las clases de rocas más abundantes entre los tipos metamórficos.

MARTÍN ESCORZA & LÓPEZ MARTÍNEZ (1978) estudian las diferentes estructuras y describen la existencia de por lo menos cinco fases de deformación con distinto carácter penetrativo y tipología, de las que la primera puede ser anterior a la migmatización.

HERNÁNDEZ ENRILE (1991) menciona la observación de tres fases de estructuras sin-metamórficas hercínicas.

A finales de los años ochenta y principio de los años noventa del siglo pasado, Barbero y Villaseca retoman los estudios sobre el Macizo Cristalino de Toledo. En particular BARBERO (1992b) hace un estudio exhaustivo. Mantiene primero el nombre de *Unidad Migmatítica* de APARICIO YAGÜE (1970, 1971), para luego llamarlo *Complejo Plutono-Migmatítico de Toledo*, queriendo signifi-

car con ello una asociación en el terreno de rocas ígneas plutónicas con rocas migmatíticas, en muchos casos genéticamente relacionadas. Finalmente han optado por el nombre más sencillo y aceptado de *Complejo Anatéctico de Toledo* (CAT), para seguir, además, la nomenclatura similar dado por otros autores en sectores adyacentes (BARBERO, 1992b).

Describen el Complejo Anatéctico de Toledo como una composición de rocas metamórficas de alto grado, con augen-ortoneises, paraneises pelíticos y semipelíticos, leuconesises, anfibolitas, cuarcitas, conglomerados y mármoles (BARBERO *et al.*, 1990, BARBERO, 1992b, 1995, entre otros), con intrusiones de granitoides ligeramente anteriores o simultáneos con la culminación del proceso metamórfico y, en menor grado, gabros sincrónicos. El máximo térmico alcanzado se sitúa a  $800 \text{ }^\circ\text{C} \pm 50 \text{ }^\circ\text{C}$ , y el máximo barométrico a 4-6 kbar (BARBERO, 1995).

Los granitos intruídos se encuentran en Argés-Guadamur (ANDONAEGUI & VILLASECA, 1988), Layos (BARBERO & VILLASECA, 1992), los gabros en La Bastida (tipo La Bastida), ya citado por GÓMEZ DE LLARENA, 1916 y descrita por el mismo autor años más tarde con detalle (GÓMEZ DE LLARENA, 1966), y otros dispersos localmente (tipo Toledo) (BARBERO, 1989, 1991, 1992a; BARBERO & VILLASECA, 1988, 1989).

BEA *et al.* (2006) obtienen, con los métodos de termometría del zircón y de ion-micropruebas de U-Pb, las siguientes edades para los gabros y migmatitas:

- Gabro, Toledo (GBT-1):  $308 \pm 2 \text{ Ma}$
- Tonalita, Argés (GBT-2):  $309 \pm 4 \text{ Ma}$
- Gabro, Guajaraz (GBT-3):  $311 \pm 5 \text{ Ma}$
- Gabro, La Bastida (GBT-4):  $306 \pm 2 \text{ Ma}$
- Migmatita (MIT-1):  $332 \pm 5 \text{ Ma}$
- Migmatita (MIT-2):  $334 \pm 14 \text{ Ma}$

Los gabros y la tonalita corresponden al Moscoviense (Pennsylvaniense, Carbonífero Superior), las migmatitas al Viseense (Carbonífero Inferior).

## Parada 2. El Cerro de la Rosa

La parada se sitúa en las inmediaciones del Polideportivo de Toledo (Hoja a escala 1:50 000 n° 629 Toledo).

El objetivo de esta parada es la visita a los afloramientos del Cretácico del Cerro de la Rosa, su discordancia sobre el Macizo Cristalino y la meteorización de estas rocas que se encuentran por debajo de los sedimentos del Cretácico.

Los sedimentos se componen de una alternancia de areniscas deleznales con estratificación cruzada, en primer lugar de color gris, también amarillento y rojo, y arcillas generalmente rojas, ocasionalmente también verdes, con granitos diseminados de cuarzo de grano medio a grueso, que dan a las arcillas un ligero contenido arenoso. Intercalados se encuentran algunos bancos de arenisca calcárea, entre éstos uno de un poco más de

un metro de espesor rico en gasterópodos y lamelibranchios. Localmente se intercalan conglomerados. Desgraciadamente sólo se encuentran moldes de los fósiles, por lo que no sirven para una determinación cronoestratigráfica precisa. También se observan ripple-marks, que demuestran la formación marina costera de los sedimentos. Encima, y en discordancia con estos estratos se dispone de forma horizontal un banco compuesto de cantos rodados, que corresponde a una de las terrazas superiores del Tajo.

Los depósitos del Cerro de La Rosa fueron citados por primera vez por Douvillé (DOUVILLÉ, 1908a, b). Los atribuyó al Aquitaniense a base de fósiles de los géneros *Arca*, *Natica*, *Potamides* y *Fusus*, mal conservados, pero indudablemente marinos, y en comparación con fósiles encontrados en condiciones análogas al S de Cuenca. Sin embargo DEPÉRET (1908) no está conforme con la atribución al Aquitaniense y cree que el yacimiento es de edad Estampiense por consideraciones generales y tomando en cuenta los mamíferos encontrados en los alrededores de Madrid.

HERNÁNDEZ-PACHECO (1912) recoge las atribuciones de DOUVILLÉ, así como CALDERÓN (1908, 1909 y 1910), GÓMEZ DE LLARENA (1923) que hace una buena descripción del yacimiento, y ROYO GÓMEZ (1926) (Figs. 11 y 12)

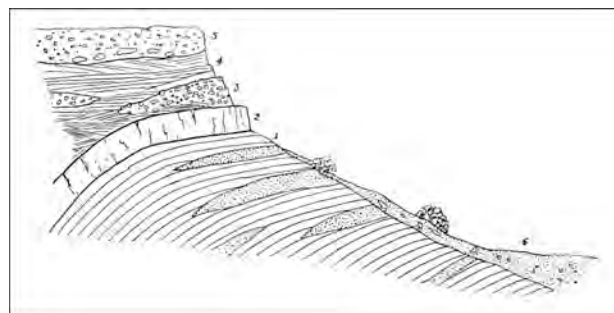


Fig. 11. Corte geológico de la ladera derecha del Arroyo de la Rosa, cerca de la fábrica del regaliz (Toledo). (GÓMEZ DE LLARENA, 1923: Fig.4ª).



I.—Cerros oligocenos de la Rosa (Toledo).

Cliché E. H.-Pacheco.

Fig. 12. El Cretácico del Cerro de la Rosa. (GÓMEZ DE LLARENA, 1923. Foto de E.H-Pacheco).

Los autores de la Hoja de Toledo, nº 629, del Mapa Geológico de España a escala 1:50 000, (TEMPLADO *et al.*, 1944) fueron los primeros que expusieron sus dudas sobre la asignación al Terciario de los sedimentos del Cerro de la Rosa, y los atribuyeron al Cretácico comparando su registro fósil con el encontrado en el arroyo Charca Redonda, afluente del Duratón, en la provincia de Segovia y otros más al Oeste de Toledo. ALONSO LUZURIAGA (1969) hace una descripción detallada del afloramiento y levanta una cartografía del mismo, pero no recoge correctamente su extensión. Lo atribuye también al Cretácico, que se encuentra discordante sobre las rocas del Macizo Cristalino de Toledo, entonces todavía considerado Precámbrico.



Fig. 13. Cantera en el Cretácico del Cerro de la Rosa en el año 1953/54 (Foto R. Merten).



Fig. 14. El Cretácico del Cerro de la Rosa en el año 2010 (Foto R. Merten).

Actualmente la atribución al Cretácico es generalmente aceptada (Figs. 13 y 14).

Caminando por los paseos que conducen al Cerro de la Rosa se puede observar la discordancia del Cretácico sobre el Macizo Cristalino y la meteorización de las rocas cristalinas situadas por debajo de la discordancia.

### Parada 3. La Loma de Orgaz

La Parada 3 se sitúa en la Loma de Orgaz, a 3,5 km de esta localidad, en el kilómetro 100,800 de la carretera N-401 de Madrid a Ciudad Real por Toledo, a 771 m de altitud (Hoja a escala 1:50 000 nº 685 Los Yébenes). En este paraje se observa, en los taludes de la carretera, una sección de la cobertera de acarreo de piedemonte tipo raña, que da lugar a la loma, emplazada sobre el saprolito arcóscico que forma el manto de alteración del granito de Orgaz, y las carbonataciones y encostramientos que afectan a ambos. También en esta parada se pueden observar las formas características del beorral granítico, que aparece en el fondo del valle, 20 o 30 m por debajo del nivel de la loma, y que se extiende en dirección NO hacia Sonseca, y al SE hacia Orgaz, una vez traspuesto el rellano superior de la loma.

La Loma de Orgaz constituye una avanzadilla, desprendida hacia el N, de la Raña de Ontanilla, que se extiende desde Orgaz hasta el sopié de la Sierra de Los Yébenes. Una réplica, contigua a la Loma de Orgaz hacia el SO, es la del Canto Melonero, también aislada de su origen.

Las observaciones iniciales acerca de la morfología del granito de Orgaz y su alteración, y de los piedemontes (“*diluvium*”) y sus “*caliches*” intercalados, proceden de CORTÁZAR (1878a y b). Fue HERNÁNDEZ-PACHECO (1911, 1912) el primero en describir la sección de la Loma de Orgaz, considerándola como un pseudodiluvium formado por descalcificación de depósitos carbonatados con intercalaciones conglomeráticas, sobre cuyo origen duda entre “*facies de borde de las formaciones lacustres de la meseta*”, o “*incrustaciones superficiales [...] en clima tórrido y seco*”, como el mediterráneo actual o norteafricano (en opinión del Prof. Calderón). GÓMEZ DE LLARENA (1916) se hace eco de estas opiniones, decantándose por la segunda hipótesis, de formación de “*costras calizas*” por ascenso capilar de aguas calcáreas en clima cálido y seco.

Con posterioridad VIDAL BOX (1944) menciona las carbonataciones terrosas (“*tejuela*”) explotadas para cal, y, de acuerdo con HUGUET DEL VILLAR (1937), atribuye éstas y las costras a dos épocas, una cuaternaria más antigua, “*xero-térmica*”, y otra actual.

En tiempos más modernos, el perfil de la Loma de Orgaz es reestudiado por MOLINA & ALEIXANDRE (1978), MOLINA (1980), PÉREZ GONZÁLEZ (1982), MOLINA *et al.* (1986) y MORENO SERRANO *et al.* (1990), y sus datos han contribuido a los estudios sobre paleoalteraciones de VICENTE *et al.* (1991, 1997), de BORGER (1997) sobre la relación de la paleoalteración con la evolución paleoambiental terciaria de España central, de MARTÍNEZ LOPE *et al.* (1995) sobre la relación entre paleoalteraciones y geomorfología, y la síntesis final de MOLINA (1999), que recapitula los datos anteriores y los sitúa en su contexto regional y evolutivo (Figs. 15 a 19).



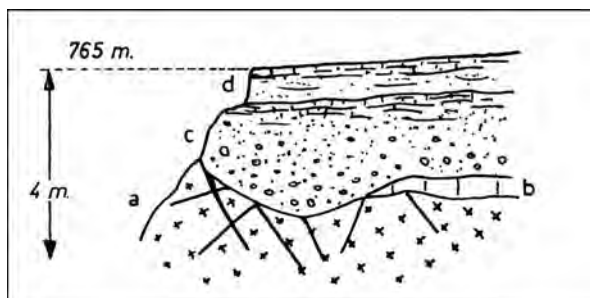


Fig. 15. Corte del km 99 de la carretera de Toledo- Ciudad Real, entre Sonseca y Orgaz (MOLINA, 1980, Fig. 2.).



Fig. 16. Saproilito granítico con carbonataciones en enrejado y cobertera erosiva fanglomerática de piedemonte (Foto Moreno-San José, 2011).



Fig. 17. Encostramientos difusos rojos (base), y laminas blancas, alabeadas, a techo (Foto Moreno-San José, 2011).



Fig. 18. Costras laminares blancas alabeadas superiores (Foto Moreno-San José, 2011).



Fig. 19. Canto cuarcítico con pátina carbonática, dentro de los encostramientos rojos (Foto Moreno-San José, 2011).

Con base, sobre todo, en los datos de MOLINA (1980) y MORENO SERRANO *et al.* (1990), la sección del piedemonte tipo raña de la Loma de Orgaz, puede sintetizarse de abajo a arriba:

a) Granito de Orgaz: de color gris, grano medio, y cierto carácter porfídico, con enclaves microgranudos biotíticos, oscuros, y algunos xenolitos esquistoso-micáceos, de origen metamórfico. La presencia de plagioclasa, biotita y (u) hornblenda, y alguna moscovita, junto a la ortosa y el cuarzo, permite clasificarlo como una adamellita. Los análisis químicos indican que se trata de un granitoide aluminico (tipo S), de posible origen mesocrustal, y sus relaciones geométricas con el encajante confirman su carácter alóctono y emplazamiento postectónico. Su edad, de  $-320 \pm 8$  Ma (Visense terminal-Serpukhoviense), es anterior a la de las rocas filonianas que lo atraviesan (diabasas, aplitas, pórfidos graníticos y cuarzo), y éstas, a su vez, anteriores a la fracturación tardihercínica que afecta a todos ellos y al encajante paleozoico, y que provoca desplazamientos kilométricos en la

Banda Milonítica que los separa del Macizo Metamórfico de Toledo.

Este granito, que aflora extensamente tanto hacia el N, hacia Sonseca, como hacia el S, en dirección a Orgaz, forma un berrocal característico en ambas márgenes del arroyo Guazaleta (o de la Dehesa de Villaverde), aunque en la oriental está parcialmente cubierto de derrubios procedentes del desmantelamiento del escarpe frontal de la Loma de Orgaz, y de arrastres originados por la erosión de su cobertera saprolítica de alteración.

b) Manto de alteración: alcanza un espesor entre 10 y 15 m (MORENO SERRANO *et al.*, 1990). Esta alteración se inicia a favor de fracturas sub-ortogonales y penetra de forma concéntrica en la roca fresca, aislando bolos redondeados, en cuya periferia el material alterado aún conserva su estructura original reconocible. Cuando estos bolos quedan aislados por descamación y erosión posterior, dan lugar al típico paisaje de berrocales y piedras caballerías.

Por encima del nivel superior en que los berrocos son aún identificables, la creciente alteración da lugar a una masa grisácea o parda, friable, de textura arenosa gruesa, y donde ha desaparecido todo vestigio de la fábrica granítica original. Los 3-4 m finales de este saprolito granítico, están cruzados de venillas blancas de textura pulverulenta que forman un característico enrejado. El origen de este enrejado es una carbonatación secundaria a favor de fisuras, algunas de ellas de tamaño suficiente para albergar en su interior un núcleo de arcilla roja producido por iluviación a partir de horizontes argílicos superiores.

c) Depósitos aluviales: separadas de la alterita granítica por una cicatriz erosiva irregular que a veces incide profundamente en el sustrato, aparecen 4-5 m de gravas arenosas formando paleocanales, con cantos de cuarcita, cuarzo, aplita, pórfido granítico y pizarra de entre 3 y 12 cm de tamaño medio (alguno de más de 30 cm). Presentan escasas imbricaciones, esbozos de laminaciones oblicuas y una grosera granoclasificación positiva, que indican medio fluvial o fluviotorrencial. Todo el conjunto presenta iluviación de arcilla roja, pero sobre todo la parte baja, donde aparecen indicios de hidromorfia (MORENO SERRANO *et al.*, 1990), mientras que en la parte alta se observan carbonataciones pulverulentas que terminan formando una cementación nodular.

d) Costra laminar roja: en contacto irregular con la unidad infrayacente aparece una lastra, o costra laminar dura y compacta de color rojo, que engloba detríticos tamaño arena gruesa y cantos cuarcíticos de hasta 3-4 cm. Presenta un espesor de 30-40 cm.

e) Arcilla roja y costra laminar blanca: sobre la costra roja, también en contacto irregular, aparecen 1,40 m de arcilla roja con láminas carbonáticas frágiles discontinuas intercaladas, más frecuentes hacia arriba, donde acaban por constituir una costra continua laminar, bandeada, blanca, de 60 cm de espesor.

f) Suelo vegetal: 20 cm de espesor con fragmentos dispersos de lastras rojas y blancas.

MOLINA *et al.* (1986) estudiaron en este perfil los procesos formadores de las carbonataciones, concluyendo que la génesis de las dos costras, roja y blanca, ha sido diferente: mientras que la costra roja inferior corresponde a un régimen hídrico en el que predomina la circulación horizontal, freática, y en menor grado la vertical, la blanca se ha formado sólo por circulación vertical en régimen vadoso. La parte inferior del perfil corresponde en exclusiva a condiciones freáticas con drenaje lento o impedido (hidromorfia).

La existencia en este perfil de una cuña erosionada de caliza blanca “en facies páramo con abundantes rasgos de hidromorfismo”, por debajo de la cicatriz basal de los canales aluviales, disconforme sobre el manto de alteración granítica (MOLINA, 1980), no puede confirmarse ya que el nuevo trazado de la carretera N-401 ha modificado el afloramiento. En cualquier caso, la altitud a que debería aparecer esta caliza (765 m) no corresponde con la de las auténticas “Calizas del Páramo”, que afloran pocos kilómetros al E entre los 682 y 710 m.

#### Parada 4. El Puerto de Los Yébenes

La parada se sitúa en el Puerto de Los Yébenes, en el trazado antiguo de la carretera nacional N-401 entre los km 111a y 112a (Hoja a escala 1:50 000 nº 685 Los Yébenes).

El objetivo de esta parada es

- Observar una visión panorámica hacia el N del Anticlinal de Sonseca

- Observar la sucesión del Ordovícico en el Puerto de Los Yébenes

- Observar una vista panorámica hacia el S sobre el Sinclinal Algodor-Milagro

Hacia el N se ofrece una bella vista panorámica con la Sierra de Nambroca y el Cerro de Layos al fondo. En el plano medio se ve el pueblo de Orgaz, situado dentro de una amplia planicie formada por un anticlinal compuesto de rocas del Cámbrico con el granito postorogénico de Sonseca-Orgaz en su centro (Fig. 20).

La sucesión del Ordovícico en esta zona se compone de las siguientes unidades:

- iii. Cuarcitas blancas, potentes y bastante uniformes, con un espesor bastante constante entre 400 y 450 m con *Cruziana*, *Vexillum* y *Scolithus*, ya descritos por HERNÁNDEZ-PACHECO (1912) (“Cuarcitas Superiores”).

- ii. Tramo intermedio compuesto principalmente de pizarras, con una potencia de 700 m en la Sierra de Los Yébenes y 250 m en el S del Anticlinal de la Sierra del Rebollarejo (“Capas Intermedias”).

- i. Cuarcitas generalmente rojizas, ocasionalmente también verdes, con un espesor de 200 a 300 m al N de la Sierra de Los Yébenes y 700 a 800 m en el S del Anticlinal de la Sierra del Re-

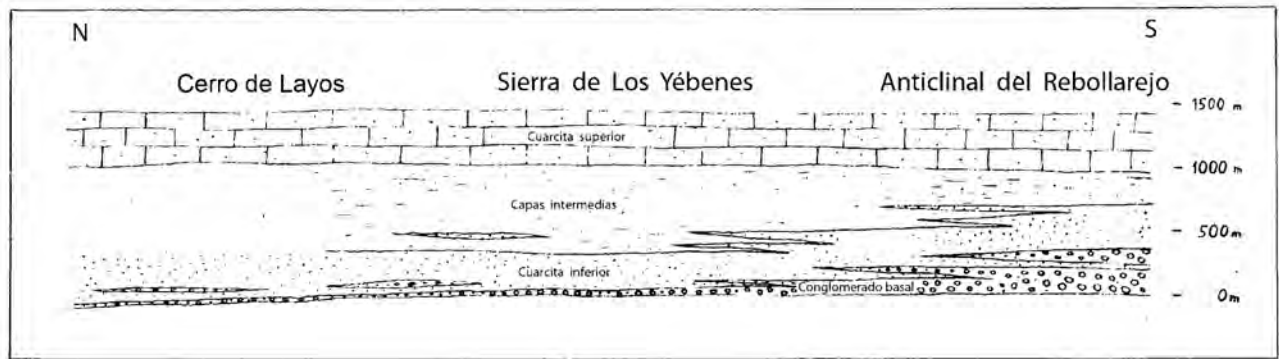


Fig. 20. Esquema del desarrollo de facies en la serie cuarcítica del Ordovícico entre el Anticlinal de la Sierra del Rebollarejo y la alineación Cerro de Layos-Sierra de Nambroca. (MERTEN, 1955, modificado).

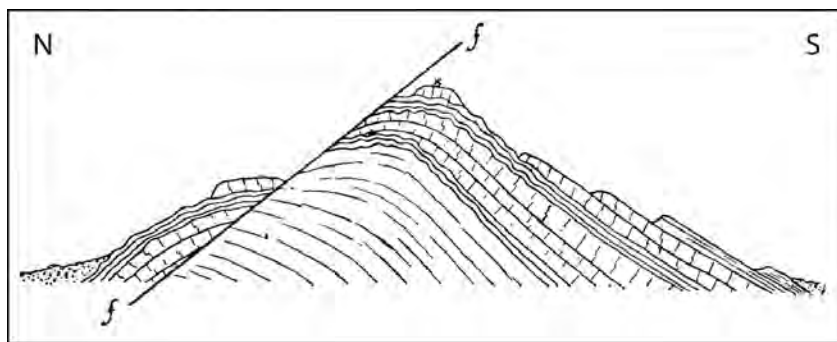


Fig. 21. Corte esquemático del puerto de Los Yébenes, según HERNÁNDEZ-PACHECO (1912).

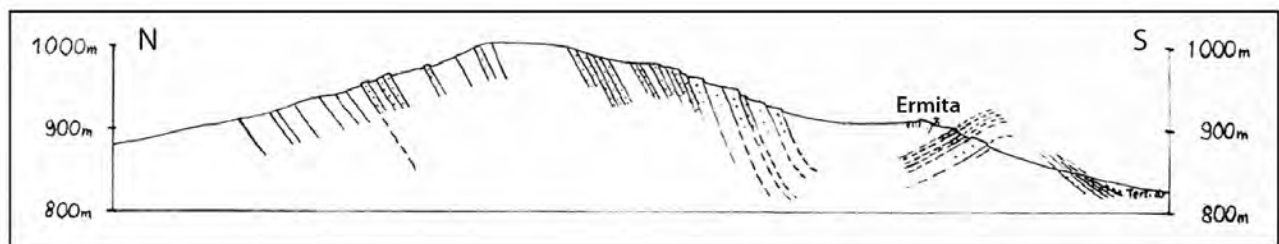


Fig. 22. Corte por las "Cuarcitas Superiores" por la Sierra de Los Yébenes al N de Los Yébenes, según MERTEN, 1955, modificado.

bollarejo, incluido un potente conglomerado basal ("Cuarcitas Inferiores").

Más al O, cerca de Marjaliza, se puede diferenciar encima de las cuarcitas blancas una secuencia de cuarcitas más delgadas, denominadas Capas de Marjaliza (MARTÍN ESCORZA, 1977a).

HERNÁNDEZ-PACHECO (1912, Fig. 7) (Fig. 21) dibuja un corte por el puerto con una falla importante, mientras MERTEN (1955, Fig. 8) (Fig. 22) presenta un perfil sin fallas, pero con un pequeño anticlinal y un pequeño sinclinal en dirección a Los Yébenes.

La parada y el Puerto de Los Yébenes se sitúan sobre las cuarcitas blancas. En el camino a

los molinos en la cumbre se pueden encontrar los icnofósiles antes citados (Fig. 23 y 24).

En dirección hacia el O se observan en el plano medio (Fig. 25) unas colinas, formadas por cuarcitas. Estas cuarcitas forman la base del Ordovícico, desaparecen hacia el E y ganan en potencia hacia el O y SO. El valle entre las colinas y la cuarcita superior esta formado por las pizarras de las "Capas Intermedias".

Hacia el S se puede observar una excelente panorámica sobre el Sinclinal Algodor-Milagro, compuesto de pizarras del Llanvirn-Llandeilo.

Hernández-Pacheco atribuyó estas pizarras al Cámbrico por su aspecto litológico en compa-



Fig. 23. Afloramiento de las "Cuarccitas Superiores" en el Puerto de Los Yébenes (Foto Moreno-San José 2011).



Fig. 24. Detalle de las "Cuarccitas Superiores" en el Puerto de Los Yébenes (Foto Moreno-San José, 2011).

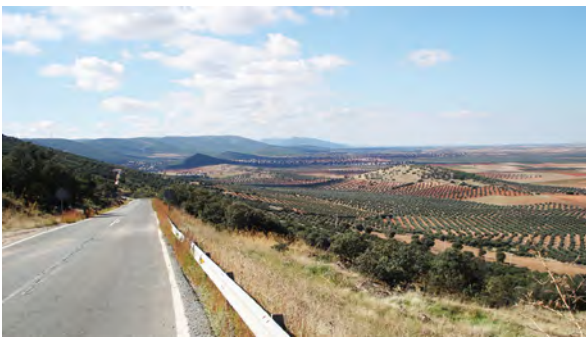


Fig. 25. Vista desde el Puerto de Los Yébenes hacia el O con la Sierra del Castañar en el fondo y las colinas con las "Cuarccitas Inferiores" del Ordovícico en el plano medio. A la izquierda el flanco N de la Sierra de Los Yébenes (Foto R. Merten 2010).

ración con otros afloramientos en España, a pesar de que las cuarcitas de la Sierra de Los Yébenes en el N, buzcan al S, y las cuarcitas de la Sierra de la Guadalerzas en el S, buzcan al N. Para solucionar este problema puso fallas en ambos lados. La atribución al Cámbrico duró por lo menos hasta el año 1952, cuando se publicó la Hoja de Turleque del Mapa Geológico de España a escala 1:50 000 (KINDELÁN DUANY, 1952), basándose en los trabajos de Mallada, Dupuy de Lôme, Hernández-Pacheco, Fernández Navarro y otros geólogos, a pesar de que en el extremo O del sinclinal, a unos 30 km, PRADO (1855) señala ya la existencia de *Asaphus*, y donde MALLADA & DUPUY DE LÔME (1912), GÓMEZ DE LLARENA (1916) y DEL PAN (1923) determinan varias especies de Trilobites, entre estos *Calymene tristani* BRONG., Cefalópodos, Gasterópodos, Lamelibranchios y Braquiópodos.

Próximo a este itinerario, a unos 2,5 km al E, en una colina cerca de la estación de ferrocarril de Los Yébenes, MERTEN (1955) encontró fósiles, entre ellos *Hemigraspis* cf. *glabrata* SALTER, *Calymene* (*Syhomalonotus*) *tristani* BRONG., *Orthis calligramma* DALMAN, *Redonia deshayesiana* ROUAULT, *Redonia duvaliana* ROUAULT y un *Tomaculum problematicum* GROOM 1902, descrito por RADIG (1964, 1965), lo que demuestra la edad Llanvirn-Llandeilo de estos afloramientos.

#### Parada 5. Canteras de Urda

En los alrededores de la localidad de Urda (Toledo) (Hoja a escala 1:50 000 n° 712 Madrideojos), existen importantes afloramientos de calizas de la Formación "Calizas de Los Navalucillos" de edad Cámbrico Inferior. Son materiales carbonatados que comprenden calizas marmóreas y dolomías calcáreas que se depositaron en plataformas marinas someras. Debido al intenso arrasamiento y a la fácil disolución de los carbonatos, las calizas presentan, por lo general, malos afloramientos en los Montes de Toledo. Se pueden observar formando pequeñas colinas o "morros", en las trincheras de las carreteras y caminos y en las explotaciones en cantera, que en Urda forman profundos socavones en su área urbana (Fig. 26).

En la localidad de Urda se explotan desde la antigüedad dos canteras, actualmente de grandes dimensiones, que se sitúan a ambos lados de la carretera que sale de la población en dirección a Villarrubia de los Ojos. Una de ellas se explota en la actualidad, pero la que es objeto de esta visita, está en la actualidad abandonada, aunque ha sido explotada durante muchos años.

La aplicación primordial de estas calizas ha sido como roca ornamental, de hecho, existen documentos que atestiguan que estas canteras se comenzaron a explotar a mediados del siglo XVIII aportando mucho material para la realización de algunas obras escultóricas del Palacio Real de Madrid y de la Catedral de Toledo. Pero también, en ocasiones, estas calizas se emplean para la obtención de cal e incluso para áridos, que es su utiliza-



Fig. 26. Panorámica general del frente SO de la cantera de Urda (Foto E. Moreno-Eiris, 2008).

ción principal en la actualidad. En general presentan un color blanquecino, en ocasiones con vetas grises, negras o verdosas. Prácticamente todas las explotaciones de mármoles de la zona destinan su producción a la fabricación de terrazos; sólo en casos aislados se destinan a otros usos y de una forma esporádica. Actualmente no se obtienen en ningún caso bloques para la fabricación de losas para chapado ni para esculturas, debido a que la roca no puede extraerse con el tamaño adecuado a causa de la estratificación y potencia de las capas. Así pues, la roca caliza extraída se tritura hasta obtener gravillas de diferentes tamaños que se destinan a las distintas fábricas de terrazos de la región.

La importancia de las calizas marmóreas de las canteras de Urda no se refiere sólo a su utilización como roca ornamental y en la realización de monumentos históricos. Desde el punto de vista geológico y paleontológico, las calizas de Urda son conocidas desde que PRADO (1855) descubrió la presencia de estas calizas en las inmediaciones de Urda. Medio siglo más tarde HERNÁNDEZ PACHECO (1912) intuyó la presencia de posibles arqueociatos en ellas, asignando a estos materiales la edad inequívoca de Cámbrico. MARTÍN ESCORZA & PEREJÓN (1972) publican el hallazgo de arqueociatos en la sucesión de Los Campillos y la determinación de sus primeros taxones (Figs. 27 y 28).

Las capas que se observan en la cantera están intensamente plegadas, y afectadas por frecuentes fracturas. A pesar de ello, se pueden distinguir distintas litofacies. Las más abundantes son calizas marmóreas blanquecinas, donde la textura deposicional original está obliterada debido a la recristalización. En lámina delgada se observa un mosaico homogéneo de cristales equidimensionales de calcita con presencia de cavidades tapizadas por cristales inequidimensionales de calcita y ausencia de restos fósiles. Dispersos en toda la muestra se aprecian pequeños cristales de minerales opacos, y micas tipo moscovita y fundamentalmente biotita. Otras litofacies presentes son las consti-

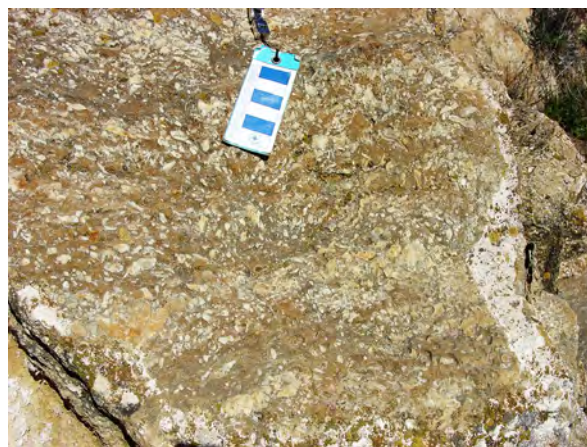


Fig. 27. Acumulación de bioclastos de cálices de arqueociatos recristalizados. Frente occidental de la Cantera. (Foto E. Moreno-Eiris, 2008).



Fig. 28. Detalle de un cálix de arqueociato mineralizado de los niveles nodulares en el frente occidental de la Cantera. (Foto Carlos Alonso, 2008).

tuidas por calizas y limolitas “nodulares”. La roca original debió estar constituida por una alternancia de materiales carbonatados y siliciclásticos muy finos y, debido al intenso plegamiento, las capas originales se “aboudinaron” perdiendo la continuidad y generándose una especie de “nódulos” que además están circundados por grandes cristales de biotita. Esta litofacies es muy rica en sulfuros como la pirita, pudiendo observarse moldes de cubos de pirita de dimensiones considerables. Dentro de los “nódulos” carbonatados se encuentra una variada asociación de arqueociatos cuya edad se corresponde con la Zona VII de arqueociatos (Ovetiense superior) (PEREJÓN & MORENO-EIRIS, 2006) que se correlaciona con el piso Botomiense inferior de la escala rusa y el actual Piso 4 inferior (INTERNATIONAL COMMISSION ON STRATIGRAPHY, 2010) (MENÉNDEZ *et al.*, 2010).

### Parada 6. Sección de Los Campillos

Esta parada se sitúa en la carretera N-401 en las proximidades del kilómetro 141 (Hoja a escala 1:50 000 nº 712 Madrideojos) y en ella podemos observar qué aspecto presenta la sucesión que contiene estas calizas, que fue levantada por primera vez por MARTÍN ESCORZA (1976) aunque previamente, ya en 1972, MARTÍN ESCORZA & PEREJÓN anotaron la presencia de restos paleontológicos en estos materiales. Más tarde PEREJÓN & MORENO (1978) estudian la serie en profundidad desde el punto de vista paleontológico, ya que ésta presentaba varios niveles con arqueociatos, describiendo los taxones encontrados y las microfacies de los carbonatos.

La serie de Los Campillos está constituida por una alternancia de niveles pelítico-limolíticos y carbonatos con una potencia de unos 80 m. Las facies más representativas en los niveles carbonatados son las calizas oolíticas y las calizas con arqueociatos, siendo las primeras las más frecuentes. Los ooides en algunos niveles se encuentran intensamente deformados, presentando una forma elipsoidal originada por una deformación tectónica posterior (MARTÍN ESCORZA, 1977b) (Fig. 29 y 30).

La asociación de arqueociatos descrita en estos niveles (PEREJÓN & MORENO, 1978) está compuesta por los géneros: *Antomorpha*, *Coscinocyathus*, *Nochoroicyathus*, *Okulitchicyathus*, *Rotundocyathus* y *Sibirecyathus*, que son de la misma edad que los hallados en la cantera antes visitada (Zona VII de arqueociatos, Ovetiense superior).

Del estudio de las microfacies se deduce que se trata de una zona interlitoral, más o menos próxima a una bioconstrucción de la cual procederían los arqueociatos que, en general, han sido transportados y están muy fragmentados y erosionados. Dentro del ambiente interlitoral, se correspondería con una plataforma restringida y somera, con zonas de barras oolíticas y canales (PEREJÓN & MORENO, 1978) (Fig. 31 y 32).



Fig. 29. Panorámica general de la Sección de Los Campillos. Carretera N 401, km 141 (Foto E. Moreno-Eiris 2008).

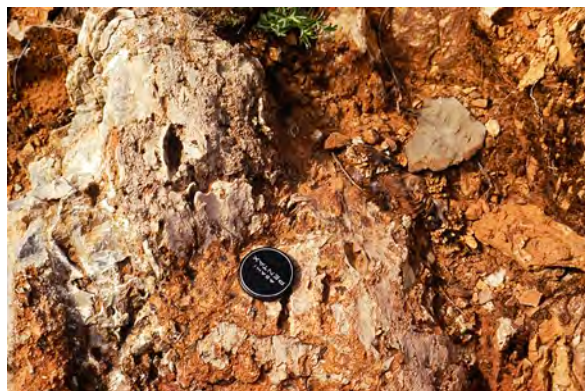


Fig. 30. Cálices de arqueociatos erosionados *in situ* en la Sección de Los Campillos. (Foto A. Perejón 1978).



Fig. 31. Niveles de calizas oolíticas. Sección de Los Campillos (Foto E. Moreno-Eiris 2008).



Fig. 32. Niveles de areniscas con estratificación cruzada. Sección de Los Campillos (Foto E. Moreno-Eiris 2008).

### Parada 7. Los Cortijos de Malagón

La parada se sitúa en las proximidades del kilómetro 28 de la carretera CR-713 (Hoja a escala 1:50 000 n° 736 Malagón), entorno del que procede el material que Casiano de Prado y Vallo (1797-1866) publicó en 1855 el hallazgo, en esta localidad, de los trilobites más antiguos de la Península Ibérica, que formaban parte de la “fauna primordial” definida por Barrande en Bohemia. La noticia publicada en francés en el *Bulletin de la Société Géologique de France* (PRADO, 1855: 188-189) y traducida al español por PUCHE RIART (1985) dice lo siguiente:

“Ahora he de hablar de una localidad, Los Cortijos de Malagón, cinco leguas al oeste de Fuente del Fresno, y ocho leguas al noroeste de Ciudad Real, donde he encontrado algunos fragmentos de trilobites sobre los que interesé al Sr. Barrande, quien creyó entre ellos un *Ellipsocephalus*, género característico de la fauna primordial. Los Cortijos de Malagón es un humilde poblado, constituido por cabañas más que por casas, sin iglesia, que se encuentra en una llanura

rodeada por montes de poca altura y regado por un río al que llaman Humera, que desemboca muy cerca de allí en el Bullaque. La roca que contiene los fósiles es una arenisca de color claro, muy blanda y con algunas pajuelas de mica plateada. La acompaña otra arenisca del mismo color, un poco más oscura y sin fósiles. Ambas contienen pequeños cristales de pirita de hierro dispersos en su masa. La dirección de las capas es más o menos norte-sur, y el buzamiento de 40° o 50° al este. No se las suele encontrar disgregadas, pero en numerosos sitios el Diluvial impide reconocerlas. Este lugar pertenece a la provincia de Ciudad Real, pero se encuentra en los Montes de Toledo. No he visto aún en el terreno Siluriano español, rocas y fósiles parecidos. El diluvial [recubrimiento cuaternario] impide observar la relación de estas rocas con las del terreno dominante en estos contornos, y corresponden al piso D descrito por el Sr. Barrande. No obstante y según el corte geológico de la figura adjunta, podemos estar casi seguros que las capas de los Cortijos de Malagón se encuentran en la parte inferior [del piso D].

En las cuarcitas indicadas con la letra d es donde se sitúa el puerto de las Navas, una legua al oeste de los Cortijos.” (Fig. 33).

La especie, dedicada a Prado, fué estudiada y descrita por Philippe-Edouard Poullétier de Verneuil (1805-1873) y Joachim Barrande (1799-1883) y publicada en la misma revista y número, con el nombre de *Ellipsocephalus Pradoanus*, VERNEUIL & BARRANDE (1855: 968).

En su *Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real*, CORTÁZAR (1880) refiere el hallazgo de Casiano de Prado en los Cortijos de Malagón casi con sus mismas palabras, también redibuja e incluye el corte de Prado, en el que cambia el orden de las letras de los niveles de los estratos, y añade los topónimos: Puerto de las Navas, Arroyo Húmera y Cerro de los Cortijos, que inducen a confusión en cuanto a la correcta localización del corte de Prado.

En relación con su paso por Los Cortijos de Malagón dice:

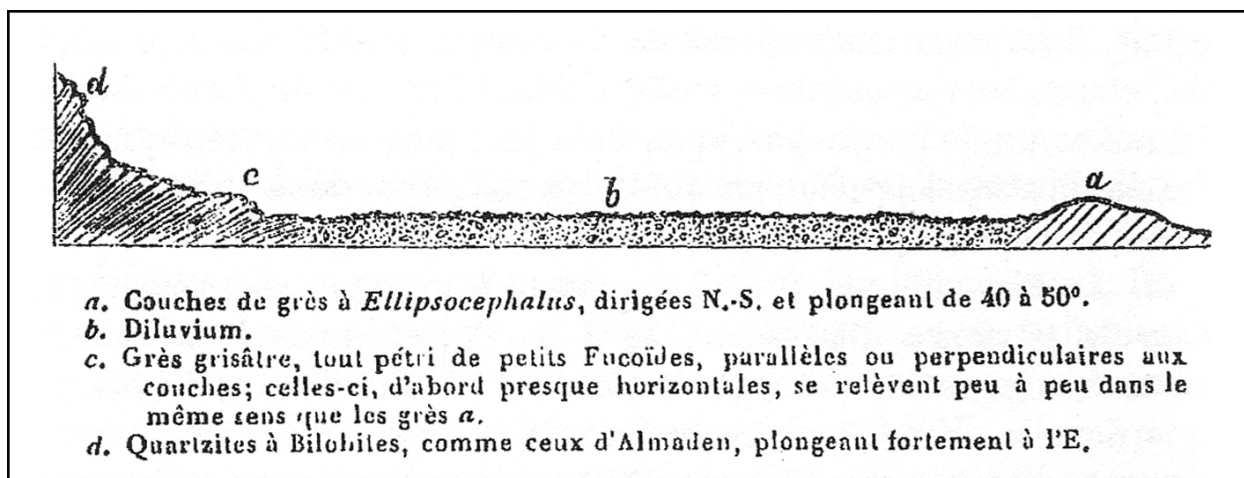


Fig. 33. Sección de Los Cortijos de Malagón. PRADO 1855.

“No hemos podido en nuestro rápido paso por la localidad confirmar con nuevos datos tan interesante descubrimiento; pero en el mismo grupo de rocas, algo más a poniente, hemos recogido un excelente vaciado de una concha pateliforme, que no deja de presentar analogía con un *Capulus* no especificado, pero si representado entre los fósiles de la fauna primordial de las vertientes de la cordillera cantábrica (PRADO, VERNEUIL & BARRANDE, 1860: 534)”.

MALLADA (1896) al referirse a los afloramientos de Los Cortijos de Malagón y su “fauna primordial” repite los datos conocidos sin aportar nada nuevo.

En su trabajo de síntesis sobre la Península Ibérica DOUVILLÉ (1911) resume los datos de los Cortijos de Malagón en los Montes de Toledo (Provincia de Ciudad Real) a partir de las publicaciones de CASIANO DE PRADO (1855) y de CORTÁZAR (1879 [1880]). En la Figura 9 reproduce el corte de Casiano de Prado algo mejorado por CORTÁZAR (1879 [1880], p. 304). De acuerdo con el corte de Casiano de Prado establece por primera vez, de muro a techo, la siguiente sucesión de los materiales:

1. Capa de arenisca de color gris claro, con algunas pajitas de mica blanca plateada. Esta es la capa que ha proporcionado *E. Pradoanus*. Otra arenisca del mismo color, un poco más oscura, le acompaña pero no parece fosilífera. Tanto una como otra contienen en su masa pequeños cristales de pirita de hierro muy dispersos.

Dirección aproximada de las capas N.- S. buzando 40° ó 50° al E.

2. Areniscas grises llenas de pequeños fucoides, paralelos o perpendiculares a las capas.

3. Cuarzitas con *Bilobites*, *Cruziana*, parecidas a las de Almadén, con fuerte buzamiento al Este.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1933: 133-135) en una monografía titulada *El Cambriano en España*, propone una edad más moderna para *E. pradoanus*, y en su trabajo se refiere a esta localidad de la forma siguiente:

“El isleo fosilífero es el del valle de los Cortijos de Malagón, las capas del cual son grawakas micáferas, especie de psamitas de tono gris verdoso claro, bastante deleznable, en las que se encontraron algunas cabezas de un *trilobites* supuesto por Barrande y Verneuil como del género *ellipsocephalus* sin absoluta seguridad, y del cual hicieron la especie *E. pradoanus*, dedicándola al insigne Dr. Casiano de Prado, que fue quien los encontró (1855) y colocó estratigráficamente, considerándolos como los primeros niveles fosilíferos de la Península y atribuyendo los fósiles a la fauna primordial, supuesto confirmado por los paleontólogos franceses, quienes encontraron el *Ellipsocephalus* de Malagón semejante al de Bohemia ya referido en Praga a la primera fauna (C) de Barrande. Queda, pues, sentado que Prado, que había de ser poco tiempo después (1859) el descubridor de la clásica fauna primordial de la

Cordillera Cantábrica, ha sido el primero que dio a conocer fósiles estrictamente cambrianos, y si en la época de su encuentro y clasificación podía existir alguna vacilación, hoy queda anulada, pues gracias a su observación estratigráfica rigurosa vemos cómo sobre las capas de los *trilobites* primarios descansan capas cuarcitosas con *fucoides* y encima de éstas las cuarcitas de *bilobites* de la base del Ordoviciense, es decir, que se anuncia claramente el Postdamiense en el haz cuarcitoso de algas, y en consecuencia, los *ellipsocephalus* deben corresponder al Cambriano medio o quizás al superior. Posteriormente el Sr. Cortázar encontró, según Mallada, un vaciado de una concha pateliforme parecida a un *Capulus* de la fauna primordial de Sabero.”

En la serie de trabajos sobre la *Explicación del nuevo mapa geológico de España*, HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1935) vuelve a ocuparse de forma monográfica del estudio del *Sistema Cambriano* resumiendo los datos publicados por Casiano de Prado y por los autores franceses posteriores, pero no discute la posición estratigráfica de los niveles con trilobites.

El interés del Profesor Franz Lotze (1903-1971), de la Universidad de Münster, por conocer la estructura geológica detallada del Paleozoico de los Montes de Toledo y Sierra Morena determinó que a partir de 1953 fuera proponiendo a sucesivos alumnos como tema de Tesis Doctoral franjas del territorio distribuidas de N a S y de aproximadamente 5 km de ancho por 50 km de largo, unos 250 km<sup>2</sup>.

El estudio de la parte Sur de los Montes de Toledo, que incluye la localidad de Los Cortijos de Malagón fue desarrollado por Klaus Weggen (1927-2009). En su trabajo (WEGGEN, 1955) realiza la cartografía del área y encuentra varios horizontes con trilobites en los niveles de areniscas, pero no pudo confirmar que se tratara del lugar de procedencia de los trilobites de Casiano de Prado, dado que éste no detalló el punto exacto del hallazgo en sus publicaciones (Fig. 34 y 36).

WEGGEN (1955: 14-20) distingue, de techo a muro, cinco tramos para la sección de los Cortijos, que Lotze sintetiza de la forma siguiente: LOTZE (1961: 427-428) [Traducción española de Joaquín Gómez de Llarena, 1970, p. 168-171]:

5. Areniscas fosilíferas de grano fino.

4. Serie cuarcítica, que comienza con una probable toba diabásica.

3. Alternancia de materiales arenosos y arcillosos.

2. Arenisca muy arcillosa, de color verde azulado, que hacia el Sur pasa a una arcillita de color azul claro.

1. Arcilla compacta de color verde brillante claro.

Por su interés paleontológico Weggen (*opus cit.*, 1955: 20-21) levanta una sucesión detallada del nivel 5, [de 22,85 m] y en la que distingue de techo a muro [12] horizontes y cuatro tramos cubiertos situados en la parte basal, en los que alter-



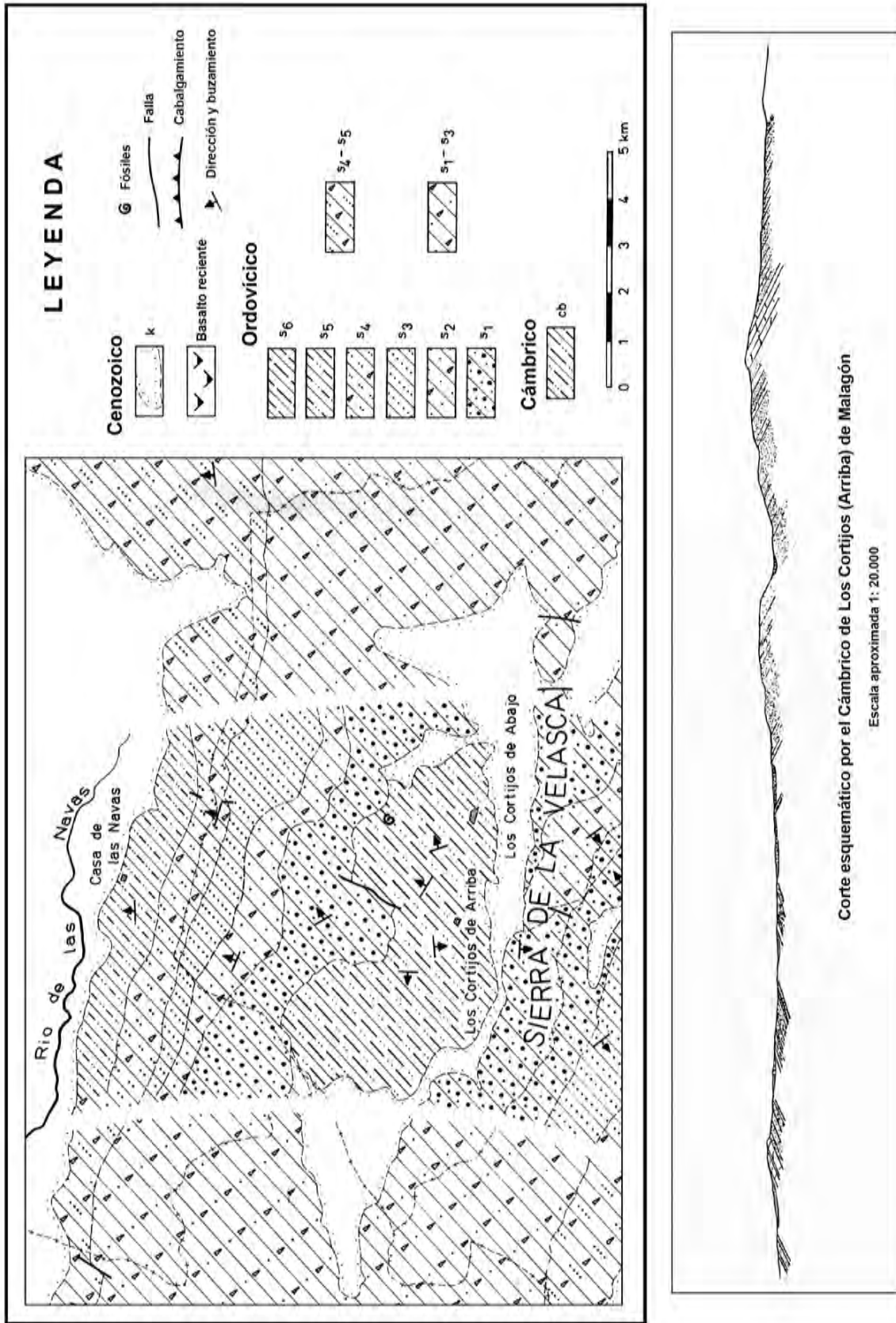


Fig. 34. Mapa y corte geológico de WEGGEN, 1955, modificado.

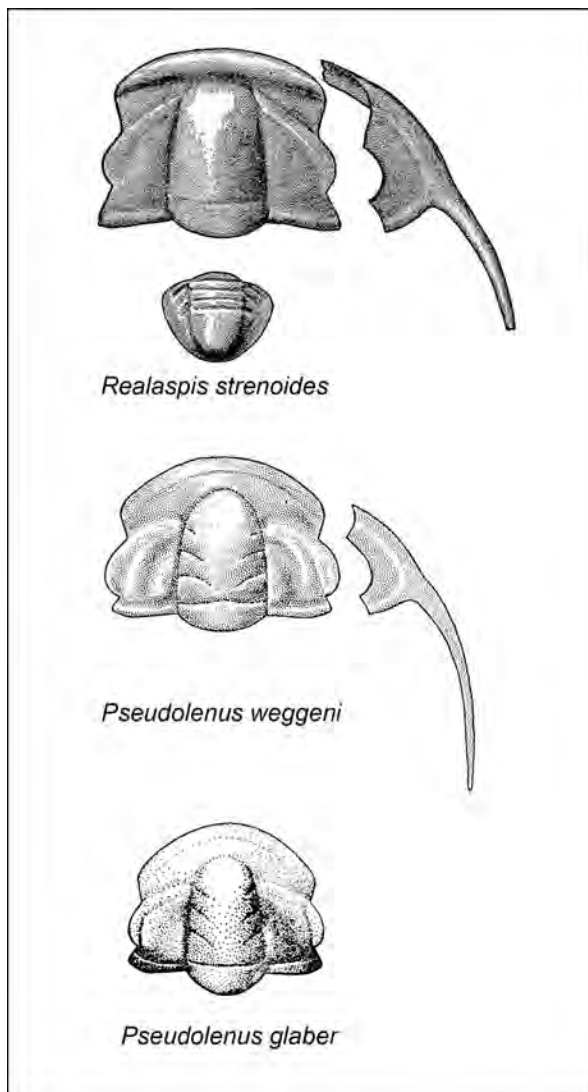


Fig. 35. Fig. 7.4. Taxones de trilobites de Los Cortijos definidos por SDZUY, 1961 con el material recogido por Weggen.



Fig. 36. Panorámica de los alrededores de Los Cortijos de Arriba (Foto A. Perejón, 2011).

nan areniscas y arcillitas, e indica la presencia de restos de trilobites en los horizontes

[10]. Con escasos trilobites y restos indeterminables de otros fósiles.

[9]. Con “cementerio de trilobites”.

[7]. Con escudos cefálicos de difícil extracción por la meteorización de la roca

[6]. Con escudos cefálicos y a veces “cementarios de trilobites”.

[5]. Con restos de trilobites que en general no pueden extraerse.

También cita y después describe y figura las siguientes especies de trilobites (*opus cit.* 1955: 22 y 90-98) en las areniscas del Camino del Martillo:

*Lusatiops ribotanus* R. & E. Richter (p.90-97, lám. 1, figs. 1-5, 250 ejemplares)

*Protolenus radegasti* Czarnoky (p.97-98, lám. 1, fig. 6, ejemplares ¿?)

Ellipsocephalidae gen. et sp. indet. (p.98, lám. 1, fig. 7-8, ejemplares??)

*Hyolithes* sp.

y múltiples fragmentos indeterminables de cefalones y librigenas de trilobites

SDZUY (1961) estudia los trilobites encontrados por Weggen en Los Cortijos de Malagón, los describe y figura y los asigna a las especies siguientes:

*Realaspis strenoides* n. gen., n. sp., *Pseudolenus weggeni*, n. sp., *Pseudolenus glaber* n. sp., *Kingaspis* cf. *velatus* n. sp.

Asignándoles una edad Cámbrico Inferior alto (Fig. 35).

En las “Observaciones” planteadas a la definición de *Realaspis strenoides* n. gen., n. sp., (SDZUY, 1961: 538) dice lo siguiente:

“*Realaspis strenoides* procede del mismo área, como *Ellipsocephalus pradoanus* VERNEUIL & BARRANDE 1855. Sin embargo, la descripción y la figura, que VERNEUIL & BARRANDE dan de esta especie, no es suficiente para una comparación con los ejemplares presentes. No se puede descartar que *strenoides* es un sinónimo de *pradoanus* V. & B. Asimismo pueden las dos piezas, que tenían V. & B, pertenecer a una especie y género completamente distinto. Por lo tanto se debe tratar a *E. pradoanus* como una especie dubia, hasta que quizás un día se aclare la definición de esta especie mediante una revisión de los tipos. [Traducción de R. Merten 2011].

LOTZE (1961) en su trabajo de síntesis sobre el Cámbrico de España recopila todos los datos anteriores en relación con Los Cortijos de Malagón y resume la estratigrafía detallada elaborada por uno de sus discípulos (WEGGEN, 1955), pero no hace referencia a sus determinaciones paleontológicas. Sin embargo si incluye la relación de las nuevas asignaciones de los trilobites encontrados por Weggen en Los Cortijos, realizada por SDZUY (1961) y le asigna una edad Cámbrico inferior alto.

GIL CID (1981) encuentra, en las areniscas con trilobites de Los Cortijos de Malagón, restos de un fósil de monoplacóforo y lo describe y figura como *Proplina yochelsoni* n. sp., que no apor-

ta ninguna precisión más en relación con la edad de la localidad. GIL CID & JAGO (1989) describen y figuran para la misma localidad las especies de trilobites *Realaspis* (*i*) sp., *Kingaspis* (*i*) sp., cf. *Latoucheia* sp., *Lusatiops* cf. *ribotanus* Richter & Richter 1941a y un Cranidio gen. y sp. indeterminado. Proponen para la localidad la edad de Cámbrico Inferior alto.

RÁBANO & GUTIÉRREZ-MARCO (1998) resumen los datos relativos al hallazgo de Casiano de Prado y su reflejo en los trabajos posteriores; localizan y revisan el material tipo de *Ellipsocephalus Pradoanus* depositado en la Universidad Claude-Bernard de Lyon. Del estudio y análisis comparativo de las características del ejemplar conservado, de cuyo molde dispusieron, y de su comparación con el material descrito en la localidad, lo incluyen, con duda, en el género *Realaspis* definido por SDZUY (1961) como *Realaspis? pradoanus* (Verneuil & Barrande), asignándole una edad Bilbiliense inferior (LIÑÁN *et al.*, 1993).

LIÑÁN *et al.* (2003) encuentran y describen en la sucesión del Cámbrico de Los Cortijos de Malagón el trilobite *Kingaspis* (*Kingaspidoides*) cf. *velata* Sdzuy, 1961, que está asociado en esta localidad con *Realaspis strenoides* Sdzuy, 1961, *Pseudolenus weggeni* Sdzuy, 1961, *Pseudolenus glaber* Sdzuy, 1961, (SDZUY, 1961) y cf. *Latoucheia* sp. (GIL CID & JAGO, 1989) y asignan a la localidad una edad Bilbiliense inferior (SDZUY, 1971, LIÑÁN *et al.* 1993).

### Parada 8. Valdecioso

En la carretera CR-714, entre los kilómetros 11,700 y 10,500, algo más de siete kilómetros al O de la localidad de Cortijo de Arriba (Ciudad Real) (Hoja a escala 1:50 000 n° 736 Malagón). Este trayecto se ha dividido en dos (**8a** y **8b**) en función de los afloramientos y por motivos logísticos. La **Parada 8a** comienza en el cruce de la carretera con el arroyo de Valdecioso, a una altitud de 818 m, y en la suave subida hacia el collado de dicho nombre ofrece una sección de unos 400 m de la parte inferior-media de las "Areniscas intermedias" ordovícicas de WEGGEN (1955). La **Parada 8b** se inicia en el kilómetro once, a 850 m de altitud, descendiendo hasta los 810 m y permite observar a lo largo de 500 m de afloramiento, las características de la parte media-alta de esta unidad, así como su desarrollo en el paisaje en relación con las "Cuarcitas blancas" ("Cuarcita Armoricana" *s. str.*) suprayacentes. El cretón formado por estas cuarcitas enmarca esta unidad por el O y por el S, dando lugar a la Sierra del Gallego y a la de los Pilonés, que se prolonga hacia el SE en la Cuerda de la Calavera, y que es la que configura la muralla montañosa que sirve de telón de fondo meridional al paisaje geológico de esta parada.

Desde las observaciones de SCHULZ (1870, en SAN JOSÉ *et al.*, 2005) hasta la Tesis Doctoral de WEGGEN (1955), referida en LOTZE (1961), y resumida en SCHMITZ & WALTER (1974), WALTER

(1977), RAUMER *et al.* (2006) y RAUMER (2008), son escasas las referencias a estos afloramientos en la literatura geológica, hasta la realización de la Hoja 736 (Malagón) del Mapa geológico de España a escala 1:50 000 (inédita).

Sin embargo, la distinción del Ordovícico dentro de los materiales paleozoicos del centro de la Península ya era antigua: desde LUJÁN (1850) se conoce su constitución litológica general y muchos de sus fósiles característicos, como se describe en EGOZCUE & MALLADA (1876), CORTÁZAR (1878b, 1880), HERNÁNDEZ-PACHECO (1911, 1912), MALLADA & DUPUY DE LÔME (1912) y GÓMEZ DE LLARENA (1914b, 1916), entre otros.

Mención aparte merece el resumen de PEÑA (1876). Este autor distingue dentro del "silúrico" de Toledo un primer tramo inferior de areniscas, pudingas y cuarcitas, con intercalaciones de pizarras "auríferas" y con abundancia de icnofósiles, motivo del nombre del "santuario y lugar de Piedra Escrita". El segundo tramo también incluye "cuarcitas alternantes con pudingas y pizarras", con icnofósiles, y el tercero está formado por "pizarras carbonosas de graptolites" con "algunos bancos de cuarcita y caliza más o menos sabulosa". Extrapolaciones aparte, ésta es la clasificación más exacta del Ordovícico de los Montes de Toledo, hasta bien entrado el siglo XX.

Haciendo abstracción de las síntesis (entre las que destaca la de HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1942), KINDELÁN (1955) y RAMÍREZ (1955), atribuyen al Arenigiense y Llandeilense los materiales ordovícicos de los Montes de Toledo. Este último autor analiza su límite con los sedimentos cámbricos infrayacentes, señalando la "discordancia estratigráfica erosiva" (no tectónica) entre ambos, y separando un Acadiense, Potsdamiense y Tremadoc, sin pruebas paleontológicas. SAN JOSÉ (1969) también atribuye a estos últimos los más de 400 m de alternancias de cuarcitas y areniscas con paquetes pizarrosos, todos ellos con icnofósiles y huellas tipo "*Cruziana*", que preceden a la "Cuarcita Armoricana", así mismo plagada de icnofósiles y dividida en dos tramos por una intercalación de areniscas lajosas en bancos.

Con independencia de los trabajos anteriores, se desarrollan entre 1952 y 1968 los de los alumnos de Lotze en el centro de la Península, distribuidos en dos franjas transversales N-S, una más occidental, del N de Cáceres a Huelva, y otra oriental, desde Toledo hasta el NE de Córdoba y Despeñaperros. Es en esta última donde se sitúa el trabajo de WEGGEN (1955), que establece por primera vez la cartografía y los grandes rasgos estratigráficos del Ordovícico del Anticlinal de Los Cortijos, en cuyo flanco suroccidental está la **Parada 8**. La misión de estos alumnos consistía en confirmar la validez y añadir nuevos datos a las observaciones realizadas por el propio Lotze, a raíz de la reanudación en 1952 de sus investigaciones en España. Como resultado de éstas, LOTZE (1956a y b, 1958), había definido discordante sobre el Cámbrico y (o) precámbrico (discordan-

cia Toledánica), y bajo la “Cuarcita Armoricana” (discordancia Ibérica), una alternancia de cuarcitas, areniscas y pizarras, de hasta más de 1000 m de potencia, que él denominó “capas intermedias” (“Zwischenschichten”). Las investigaciones de Weggen, junto a las de MACHENS (1954) y MERTEN (1955), confirmaron que, bajo estas “Cuarcitas Armoricanas”, aparecía en tránsito gradual una unidad formada por areniscas cuarcíticas, areniscas y pizarras arenosas, con abundantes icnofósiles, y con cuarcitas y conglomerados hacia la base, discordantes sobre el sustrato. Todos ellos atribuyeron este conjunto al Arenig, en función de su icnofauna, aunque sin excluir la posibilidad de que en su porción inicial pudiera estar representado, al menos en parte, el Tremadoc.

Con posterioridad, este esquema es ratificado y completado por BOUYX (1970), TAMAIN (1972), SAN JOSÉ *et al.* (1974), MARTÍN ESCORZA (1977a), MORENO (1977), ROIZ (1979), y numerosos autores españoles y extranjeros, resumidos en HAMMANN *et al.* (1982), JULIVERT & TRUYOLS (1983), PORTERO & DABRIO (1988), GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1990), SAN JOSÉ *et al.* (1992), GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (2002) y VERA (2004), entre otros.

### Parada 8a

Como se ha indicado, en la primera parte de la parada se observa la parte inferior-media de las “Areniscas intermedias” en el sentido de Weggen, el más alto de los tres tramos en que este autor divide las “Capas Intermedias” de LOTZE (1956a y b, 1958, 1961). Para Weggen, la sucesión ordovícica en esta área se inicia (“Conglomerado basal”: S<sub>1</sub>) con cerca de 400 m de conglomerados cuarcíticos con cantos generalmente bien redondeados y rodados de hasta 10 cm de diámetro, alternando con pizarras, limolitas pizarrosas y cuarcitas en bancos finos; en especial, en la parte baja aparecen lentes de conglomerados gruesos, mientras que en la alta lo hacen conglomerados finos en hiladas de potencia semejante. A estos conglomerados suceden hasta 80 m de cuarcitas blancas compactas (“Cuarcita basal”: S<sub>2</sub>), rojas o grises, bien estratificadas, con icnofósiles (*Cruziana*, *Skolithos*, etc.) localmente sustituidas por conglomerados y areniscas. Por encima, la unidad S<sub>3</sub>, está formada por las “Areniscas intermedias”, plagadas de *Skolithos*, formadas por areniscas finas micáceas de color gris claro a gris verdoso, en la parte alta con bancos de cuarcita intercalados, con 400-450 m de potencia, que es en la que nos encontramos (Fig. 37 y 38).

En las trincheras de la carretera se observa como la unidad está formada por una alternancia de cuarcitas pardas o claras, y de areniscas cuarcíticas, blancas, gris claras o verdosas, de grano fino a medio, micáceas, con intercalaciones de limolitas viscosas y pizarras oscuras o rojizas, con bioturbación horizontal y vertical. Normalmente los bancos de areniscas suelen ser decimétricos, y los de cuarcitas algo mayores, rara vez métricos;



Fig. 37. “Capas Intermedias” Alternancia de areniscas cuarcíticas y limolitas viscosas con *Skolithos* (Foto A. Perejón 2011) (1192).



Fig. 38. “Capas Intermedias” Alternancia de areniscas cuarcíticas y limonitas viscosas (Foto Moreno-San José, 2011).

cuando estos últimos se asocian, llegan a constituir niveles-guía cartográficos que se prolongan durante kilómetros.

Las estructuras sedimentarias: granoclasificación positiva, laminación paralela y cruzada, ripples de oscilación simétricos, asimétricos y de interferencia, bancos lenticulares planoconvexos (dunas), a veces amalgamados, y estratificación “hummocky”, indican un ambiente de plataforma marina somera dominada por oleaje de resaca y de tormentas, en un contexto transgresivo marcado por la organización secuencial de los sedimentos, y por la relación con las unidades infra y suprayacentes.

### Parada 8b

La segunda parte de la parada es, si cabe, más espectacular en lo que a estructuras sedimentarias de origen orgánico se refiere. Se observa la parte media-superior de la unidad, formada por bancos decimétricos de areniscas finas micáceas blancas, gris claras o verdosas, con ferruginizaciones penetrativas y pátinas de color púrpura, que alternan

con limolitas arenosas de color “lías de vino”, plagadas de bioturbación vertical de *Skolithos* y *Daedalus*, que a veces llegan a destruir la organización sedimentaria original de los estratos, y con escasas intercalaciones de lutitas oscuras. En la base de los estratos arenosos aparecen también hiporrelieves de tipo *Cruziana*, presumiblemente originados por reptación de artrópodos como los trilobites, y todo un surtido de icnofósiles que han sido descritos dentro de esta unidad, en áreas próximas (SAN JOSÉ *et al.*, 1997; GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 2002) (Fig. 39).

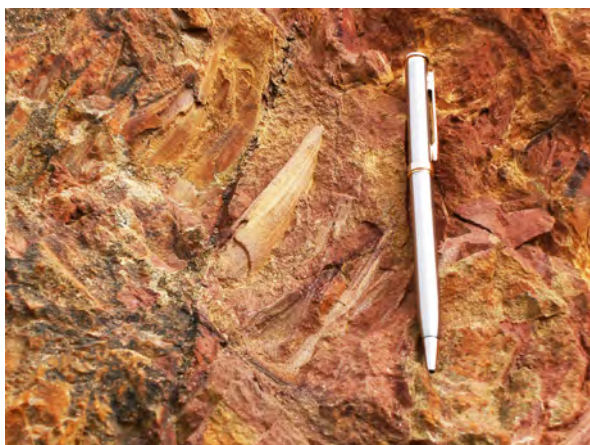


Fig. 39. Niveles de areniscas de color “Lías de vino” con *Daedalus halli* (ROUALT) (Foto A. Perejón 2011).

Las estructuras sedimentarias no biogénicas: laminación paralela, cruzada planar y “hummocky”, ripples de oscilación, linguoides y de interferencia, granoclasificación positiva y pequeñas costras ferruginosas intercaladas, indican un ambiente de plataforma media-distal ocasionalmente de muy baja energía (¿protegida?), influida por el oleaje y por esporádicas corrientes de plataforma. En la parte superior de esta unidad, con predominio pizarroso y bancos cuarcíticos intercalados dispersos de hasta un metro de potencia, aparece en áreas cercanas un nivel conglomerático que puede alcanzar los 6 m de espesor, formado por cantos de arenisca fina y cuarcita, generalmente de 10 cm de diámetro; dicho nivel está aquí representado por intercalaciones lenticulares de conglomerados y brechas, que no se observan en esta sección.

El aumento del contenido en pizarras de esta unidad, hacia su parte alta, determina que forme una depresión en la topografía, que precede a la cadena de sierras formada por la “Cuarcita Armórica”, cuyos derrubios ocultan persistentemente el contacto entre ambas; a ello también contribuye la espesa vegetación de umbría que tapiza la ladera y que alcanza hasta el arroyo de Valdeciosillo, que al atravesar la sierra kilómetro y medio más adelante, forma la espléndida apertura de la Boca de Los Valles, abierta al O a la Depresión de El Robledo.

## Parada 9. La Cruz del Granujal

En el kilómetro 23,500, de la CM-403, junto a la Cruz del Granujal en el Raso del mismo nombre, en la confluencia de la Cañada Real Riojana, o Galiana, con esta carretera, y frente a la Casa de las Olivas (Hoja a escala 1:50 000 n° 684 Navahermosa). La Cruz está emplazada sobre un festón de raña que forma el sopié de la Sierra de Martín Domínguez (1191 m), estribación nororiental del risco de Peñafiel (1418 m), uno de los relieves más señeros de los Montes de Toledo.

Existen referencias históricas, tanto de esta Sierra como de la Raña del Granujal desde 1591, y anteriores de la romería popular a la Ermita del Milagro, que tenía una de sus etapas en esta cruz, donde se conmemoraba el milagro de la detención del sol durante dos horas, por invocación a la Virgen, según la leyenda, durante una contienda con los sarracenos ocurrida en tiempos de la Reconquista (Fig. 40).



Fig. 40. Cruz del Granujal. (Foto Moreno-San José, 2011).

El objetivo de la parada es doble: a) contemplar el espléndido panorama hacia el E de las rañas que por el N descienden de la Sierra del Castañar, y de las de los Torneros y del Rebollarejo por el S, rellenando la Depresión Algodor-Milagro, y b) observar las distintas unidades litológicas del sustrato paleozoico, visibles en la terminación periclinal occidental del Sinclinal del mismo nombre, también conocido como Sinclinal de Los Yébenes, representado por los relieves cuarcíticos de Peñafiel, Martín Domínguez, Los Morrillos y el Saltadero, que resguardan el valle pizarroso del arroyo Acebrón famoso por sus yacimientos fosilíferos (MARTÍN HERRERO *et al.*, 2009), y que perfilan la inflexión geográfica diseñada por la alineación más septentrional de los Montes de Toledo.

Aunque TORRUBIA (1754) y EZQUERRA DEL BAYO (1838,1844) habían informado sobre la existencia de trilobites y fósiles “silurianos”, respectivamente en Pardos (Guadalajara) y Santa Cruz de Mudela (Ciudad Real), los primeros datos sobre la litología y paleontología de esta parte de los Montes de Toledo proceden de PRADO (1855), que, haciendo referencia al valle de los Cortijos de Malagón, escribe: “Es en las cuarcitas indicadas por la

letra *d* donde se sitúa el *puerto de las Navas*, a una legua al N.-E. de los Cortijos. Más al N.-E., hay otra llanura cubierta de diluvium; inmediatamente después vienen las pizarras en las que yo recogí, al lado del Molinillo, fragmentos de *Asaphus*, y más al N.-E., o si se prefiere, al N., hay otra banda de cuarcita con Bilobites, que forma por esta parte el límite del terreno siluriano, y más allá de la cual, sin ninguna otra roca intermedia, se encuentra el granito de Orgaz y de Ventas-con-Peña-Aguilera, que se prolonga hasta Toledo acompañado a veces de gneiss y de calizas metamórficas”. A continuación CORTÁZAR (1878b) menciona las cuarcitas y pizarras de la Sierra de Los Yébenes, con impresiones fósiles en San Pablo, donde están en relación con calizas marmóreas. Las observaciones anteriores, junto con las de PEÑA (1876), se recogen en la síntesis de MALLADA (1896).

Posteriormente MALLADA & DUPUY DE LÔME (1912) citan “a la izquierda del Puerto del Milagro, próximo a la carretera de Piedrabuena y de los confines de Ciudad Real, por la gran hoyo o nava del arroyo Acebrón se desarrollan ampliamente las pizarras azules muy hojosas, en las capas inferiores muy satinadas, con finísimas estrías transversales. En las capas superiores, que se extienden por la mitad meridional de la nava abundan los fósiles de la segunda fauna de Barrande, y entre ellos *Calymene tristani*, Brong.; *C. Arago*, Rou.; *Asaphus Cianus*, Vern. et Barr.; *A. nobilis*, Barr.; *Iliaenus hispanicus*, Vern. et Barr.; *Placoparia tourneminei*, Rou.; *Orthoceras duplex*, Wahl.; *Bellerophon bilobatus*, Sow.; *Redonia Duvaliana*, Rou.; *R. Deshayesiana*, Rou.; *Orthonota Britanica*, Rou.; *Orthis vespertilio*, Sow.; moldes de *Nucula* y otros bivalvos”.

También GÓMEZ DE LLARENA (1914b) cita este yacimiento, en relación con el de Navas de Estena que él encontró junto con Carandell y Cogolludo, y en 1916 incluye una relación de especies fósiles con indicación del yacimiento, añadiendo al del Milagro (Acebrón) *Sanguinolites Pellicoi*, Vern. y *Nucula Eschwegii*, Sharpe, a la vez que destaca la importancia de la raña del Bullaque; a estos datos se añaden los de DEL PAN (1923), sin que en adelante surjan nuevas contribuciones significativas. Los autores posteriores reiteran esta relación de fósiles, con escasas aportaciones nuevas, todas ellas sintetizadas por HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942). Más tarde KINDELÁN (1955) incorpora nuevas observaciones a las que se añaden, en áreas próximas, las de MACHENS (1954), MERTEN (1955) y WEGGEN (1955), resumidas en LOTZE (1961), y las de SAN JOSÉ (1969). Entre tanto, el interés -científico y coleccionista- sobre el Ordovícico de los Montes de Toledo, y en general de la España central, había ido creciendo dando lugar en los años subsiguientes a un espectacular incremento en el número de hallazgos paleontológicos, que propició un aumento, también espectacular, en el de publicaciones especializadas, como se resume en GUTIÉRREZ-MARCO & RÁBANO (1999), y estudios posteriores.

En cuanto a la peculiar morfología de esta región, las observaciones iniciales de HERNÁNDEZ PACHECO (1911, 1912), DANTIN CERECEDA (1912) y GÓMEZ DE LLARENA (1916), contribuyeron a la síntesis de HERNÁNDEZ PACHECO (1932), y al estudio comparado de VIDAL BOX (1944). Este último autor, aplica a su estudio sobre la Plataforma de Toledo los conceptos de aplanamientos y superficies de erosión desarrollados por los geomorfólogos alemanes como STICKEL (1930), LAUTENSACH (1931), MACHATSCHKE (1934), OEHME (1935) y SCHWENZNER (1937), junto con BIROT (1937), definiendo la denominada “Superficie de Toledo”. Esta superficie, de génesis árida y edad pliocena, de la que emergen los relieves residuales de los Montes-Islands, está fosilizada por los mantos fangloméricos de las rañas, que además se extienden al O y S de los Montes de Toledo.

Teniendo en cuenta estas aportaciones, SOLÉ (1952) define la *penillanura fundamental* de la Meseta, conservada como nivel de arrasamiento finimioceno generalizado en el interior de la Península, y donde la tectónica posterior la ha reelevado, como nivel de cumbres. Esta reactivación habría provocado un nuevo arrasamiento a nivel más bajo y en clima árido, revestido por las rañas, durante el Plioceno superior. Estas ideas, reiteradas en SOLÉ (1966, 1983), son la base para la interpretación actual de estos relieves, junto con los conceptos de Geomorfología, dinámica y climática, y con el apoyo de la Edafología y sus métodos para el estudio de las alteraciones, actuales y relictas (GUTIÉRREZ ELORZA, 1994; BENITO & DÍEZ HERRERO, 2004).

El Raso de la Cruz del Granujal constituye un observatorio privilegiado desde el que se contempla una vista panorámica completa del extremo occidental de la Depresión Algodor-Milagro, orientada E-O, cuyos ríos, de cauces antitéticos, discurren a lo largo de la depresión en direcciones contrarias a partir de un origen común en la Laguna Nueva o del Navazo, un área encharcada situada en su centro, a veinte kilómetros de donde nos encontramos y en la línea del horizonte. A partir de este humedal, el río Algodor se desplaza perezosamente y con escaso desnivel hacia el E, por un cauce indeciso de canales anastomosados, mientras que el río del Milagro, mucho más activo, lo hace hacia el O, encajándose enseguida entre los piedemontes, en cuya base tanto este río como sus tributarios (sobre todo por el N) llegan a dejar al descubierto el sustrato pizarroso, variablemente paleoalterado. Esta depresión se ha formado gracias a la mayor erosionabilidad de estas pizarras (Pizarras de Navas de Estena, del Oretaniense inferior), blandas y friables, que la de las unidades cuarcíticas que las preceden: “Capas de Marjaliza” del Arenigiense superior, y sobre todo de la “Cuarcita Armórica” del Arenigiense medio que, junto con las “Capas Intermedias” del Arenigiense inferior, que afloran por debajo, forman en conjunto un paquete de hasta 1300 m de potencia con predominio cuarcítico, que justi-



Fig. 41. Panorámica hacia el E de la Depresión Algodor-Milagro y su cobertera de rañas (Centro), entre la Sierra del Castañar a la izquierda (Norte) y la Sierra de Los Torneros a la derecha (Sur) (Foto Moreno-San José, 2011).

fica su relevancia morfológica (MORENO SERRANO *et al.*, 1990; MARTÍN HERRERO *et al.*, 2009). Estas unidades cuarcíticas duras son las que forman los relieves montañosos que enmarcan la depresión: por el N, la Sierra del Castañar, donde destacan los riscos del Saltadero (1311 m), Puerto Carboneros (1295 m), Amor (1380 m) y Fontarrones (1273 m); por el S, la Sierra de los Torneros que continúa hacia el E en la del Rebollarejo, con los cerros de la Molinera (1311 m), Tapuelas (1273 m), Los Muleteros (1269 m), Ontarrones (1240 m), Santo Tomé (1261 m) y Pedriza Negra (1244 m); por el O las Sierras de Los Morrillos (1083 y 1078 m), Martín Domínguez (1295 y 1191 m), Peñañiel (1418 m) y detrás de ésta, La Cereceda (1272 m). Por el SO, el valle se abre hacia la Depresión de Retuerta-Las Navas, con la que conecta en la Ermita del Milagro (Fig. 41).

La estructura del sustrato paleozoico de la Depresión Algodor-Milagro corresponde a un Sinclinal, el Algodor-Milagro o de Los Yébenes, cuya terminación periclinal occidental, complicada por repliegues subordinados y fracturas transversales y oblicuas, se cierra en las Sierras de Peñañiel, Martín Domínguez y Los Morrillos, a espaldas de nuestro observatorio. Este Sinclinal está flanqueado por sendos Anticlinales: al N, el de Sonseca, que ha sido desmantelado por la erosión, está intruido por las rocas graníticas del Batolito de Orgaz, cuyo metamorfismo de contacto se manifiesta en las pizarras ordovícicas a no mucha distancia del lugar donde nos encontramos. Al S, el Anticlinal de la Sierra del Rebollarejo conserva su bóveda casi intacta en la terminación más próxima a nosotros (como también ocurre con el de la Sierra del Chorito, 20 km al S de esta parada), sólo afectada por desgarres sinistral.

La cobertera sedimentaria más reciente que forma el relleno de la Depresión Algodor-Milagro, está integrada por las siguientes unidades:

a) Un recubrimiento casi generalizado de piedemontes (rañas) y sus formas asociadas: abanicos aluviales, etc. Están formados por un máxi-

mo de 8-10 m de potencia de conglomerados cuarcíticos, heterométricos y heterogéneos, con proporciones variables de matriz arcillo-limosa roja oscura. Los cantos normalmente son de 6 a 12 cm, aunque pueden alcanzar los 70 cm de diámetro, y están rubefactados en superficie.

Estos piedemontes forman plataformas suavemente inclinadas hacia el centro de la Depresión, de perfil cóncavo en su cabecera, con pendientes hasta el 4 % en la parte alta, entre 1,5 y 2,4 %, en las partes media y baja (MORENO SERRANO *et al.*, 1990). Debido al mayor poder erosivo de los afluentes del Milagro por su margen derecha (N), se encuentran parcialmente desmantelados en el extremo occidental de la Depresión, donde el sustrato pizarroso aflora extensamente (arroyo Acebrón); por el S, en cambio, las formas se conservan poco retocadas o intactas. El contacto de los piedemontes con el zócalo profundamente paleoalterado, es una superficie erosiva, irregular aunque poco marcada.

b) Asociados a éstos donde la erosión actual es menos activa, existen glacis (rañizos), glacis-terrazas y abanicos más recientes, ferruginizados en superficie. Presentan características litológicas similares a las de los anteriores, pero colores más claros, con carbonataciones de tendencia laminar hacia la parte alta. Entre 3 y 7 m de potencia.

c) Terrazas fluviales. Asociadas a la red del río del Milagro y sus afluentes, aunque muy poco desarrolladas. Se distinguen hasta cinco niveles formados por gravas cuarcítico-pizarrosas, con carbonataciones superficiales y entre 2 y 3 m de potencia.

Por debajo de la cicatriz erosiva basal de los piedemontes de raña, aparecen esporádicamente, entre ésta y la paleoalteración del zócalo pizarroso, afloramientos discontinuos de conglomerados cuarcítico-pizarrosos fluviotorrenciales, alternando con fangos caolínico-esmectíticos arenosos rojos y gravas, que se atribuyen al Plioceno superior. Llegan a alcanzar hasta 15 m de potencia, pero su afloramiento es muy irregular. En relación con és-

tos hay que señalar el hallazgo, en algunos pozos excavados para agua en las rañas, de margas y arcillas yesíferas similares a las de la cercana Llanura Manchega, bajo éstas y posiblemente también bajo los materiales supuestos pliocenos anteriores, lo que advierte acerca de la prolongada historia erosivo-sedimentaria de esta Depresión.

Por último, hay que mencionar los abundantes depósitos de ladera que tapizan los flancos de las sierras cuarcíticas, entre los que destacan por su espectacularidad los canchales o pedrizas (“casqueras”), algunos incluso con nombre propio.

## BIBLIOGRAFÍA

### *Sobre las biografías de los personajes*

- ANÓNIMO 1954. Sucinta biografía del Profesor Eduardo Hernández-Pacheco. Tomo Extraordinario de trabajos geológicos, publicado con motivo del 80 aniversario del nacimiento del Profesor Eduardo Hernández-Pacheco. Real Sociedad Española de Historia Natural, págs. 7-34.
- BARRERA MORATE, J.L. 2000. El geólogo Eduardo Hernández-Pacheco y Esteban. Los primeros veintisiete años de su vida (1871-1898). *Geotemas*, **1**(3): 45-49.
- BATALLER, J.R. 1946. Bartolomé Dardér Pericás (1849-1944). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **44**: 281-290.
- CANDEL VILA, R. 1962. Figuras del profesorado. D. Eduardo Hernández-Pacheco ha cumplido noventa años. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, **60**: 289-295.
- GALÁN HUERTOS, E. 2004. La geología en la Facultad de Ciencias de Sevilla. In: *La Ciencia en la historia de la Universidad española. 92 años de Química en Sevilla*. M. CASTILLO MARTOS & M. TERNERO RODRÍGUEZ, Coords., págs. 157-172. Universidad de Sevilla. Secretariado de Publicaciones. Sevilla.
- GARCÍA MARTÍN, F. 1999. Ciriaco Ismael Del Pan Fernández, profesor del Instituto desde 1919 a 1931. In: *Biografías y semblanzas de Profesores. Instituto “El Greco” de Toledo (1845-1995)*, págs. 163-168. Edita IES “El Greco”. Toledo.
- LOZANO LOZANO, J. 2004. *Eduardo Hernández-Pacheco y Esteban (1872-1965). Apuntes biográficos y obra científica*. 130 págs. Instituto de Enseñanza Secundaria “Profesor Hernández-Pacheco”. Cáceres.
- MESA LÓPEZ-COLMENAR, J.M. 2005. La Universidad de Sevilla y las Ciencias geológicas: In: M. CASTILLO MARTOS, Coord. *Historia de los estudios e Investigación en Ciencias en la Universidad de Sevilla*. págs. 339-385. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Sevilla. Sevilla.
- PEREJÓN, A. & GOMIS, A. 2005. La Geología y sus protagonistas en España desde 1900 a 1974. *Boletín de la Real Sociedad española de Historia Natural. Sección Geológica*, **100** (1-4): 235-276.
- VV AA 1966. Necrología del Prof. E. Hernández-Pacheco. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, Suplemento, págs. 5-30.
- Sobre el paisaje y la estructura geológica del territorio*
- ALÍA, M., 1944. Datos morfológicos y estratigráficos de los alrededores de Toledo. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **42**: 613-614.
- ALONSO LUZURIAGA, I.: 1969 Estratigrafía y sedimentología del Cretácico del borde norte de la meseta de Toledo. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **1**: 25-55.
- ANDONAEGUI, P. 1990. *Geoquímica y Geocronología de los granitoides del Sur de Toledo. Colección Tesis doctorales*, **23/92**, 365 págs. Edit. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas. Madrid.
- ANDONAEGUI, P., & VILLASECA, C. 1988. Los granitoides de Argés-Guadamur (Toledo). *II Congreso Geológico de España, Granada*, **2**: 7-10.
- APARICIO YAGÜE, A. 1970. Nota previa sobre la geología del macizo cristalino de Toledo. *Estudios Geológicos*, **26**(3): 281-283.
- 1971. Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo. *Estudios Geológicos*, **27**: 369-414.
- APARICIO YAGÜE, A. & GIL CID, M<sup>a</sup> D. 1972: Hallazgo de Trilobites en el Cámbrico de los Montes-Isla de Toledo. *Estudios Geológicos*, **28**(2-3): 105-109.
- BARBERO, L. 1989. *Petrología y geoquímica de las rocas básicas e intermedias de la Unidad Migmatítica de Toledo (Zona Centro-Ibérica Hercínica)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 113 págs., Madrid. (Inédita).
- 1991. Coronas de flogopita-pargasita en torno a ilmenita en los metagabros de La Bastida (Complejo Plutono-Migmatítico de Toledo). *Geogaceta*, **9**: 5-7.
- 1992a. Tres tipos de rocas gabroideas en el Complejo de Toledo. *Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, **17**: 173-186.
- 1992b. *Plutonismo sin-orogénico en un área granulítica hercínica: El Complejo Anatéctico de Toledo*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 351 págs. Madrid. (Inédita).
- 1995. Granulite-facies metamorphism in the Anatectic Complex of Toledo, Spain: late Hercynian tectonic evolution by crustal extension. *Journal of the Geological Society*, **152**(2): 365-382.
- BARBERO, L. & VILLASECA, C. 1988 Gabros coroníticos en el macizo cristalino de Toledo. *Geogaceta*, **5**: 66-68.
- 1989. Caracterización geoquímica de las rocas gabroides del área de Toledo. *III Congreso de Geoquímica de España*, 17-22 de septiembre de 1989, Soria, **1**: 97-107.
- 1992. The Layos granite. Hercynian Complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulite area. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **83**: 127-138.
- BARBERO, L., VILLASECA, C. & ANDONAEGUI, P. 1990. On the origin of the gabbro-tonalite-monzogranite association from Toledo area (Hercynian Iberian



- belt). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **70**: 209-221.
- BEA, F., MONTERO, P.G., GONZALEZ-LODEIRO, F., TALAVERA, C., MOLINA, J.F., SCARROW, J.H., WHITEHOUSE, M.J., & ZINDER, T. 2006. Zircon thermometry and U-Pb ion-microprobe dating of the gabbros and associated migmatites of the Variscan Toledo Anatectic Complex, Central Iberia. *Journal of the Geological Society*, **163**(5): 847-855.
- BENITO, G. & DÍEZ HERRERO, A. 2004. *Itinerarios geomorfológicos en Castilla-La Mancha*. Excursiones de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, 160 págs. Toledo, 22-25 de septiembre de 2004. CSIC y SEG. Madrid.
- BIROT, P. 1937. Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama Occidentale. *Annales de Géographie*, **46**: 25-42.
- BORGER, H. 1997. Environmental changes during the Tertiary: the example of paleoweathering residues in central Spain. In: M. WIDDOWSON, Ed. *Paleosurfaces: Recognition, Reconstruction and Paleoenvironmental Interpretation*. Geological Society. *Special Publication*, **120**: 159-173.
- BOUYX, E. 1970. *Contribution à l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)*. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España, **73**: 263 págs.
- CALDERÓN, S. 1908. Notas bibliográficas [Reproducción de la de DOUVILLÉ sobre el Oligoceno de Toledo]. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **8**: 99-100.
- 1909. Notas y comunicaciones. [Sobre el descubridor del Oligoceno de Toledo]. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **9**: 125-126.
- 1910. Notas bibliográficas [Sobre el terreno Terciario de la meseta central española, resumiendo los datos de las notas de DEPÉRET (1908) y DOUVILLÉ, H (1908)]. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **10**: 390-391.
- CORTÁZAR, D. 1878a. Expedición geológica por la provincia de Toledo en 1877. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **5**: 139-144.
- 1878 b. Expedición geológica por la provincia de Toledo en 1878. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **5**: 321-327.
- 1880. Reseña física y geológica de la provincia de Ciudad Real. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **7**: 289-329.
- DANTIN CERECEDA, J. 1912. Resumen fisiográfico de la Península Ibérica. *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales*, **9**: 275 págs.
- DEL PAN, I. 1923. Impresiones geológicas de una excursión al Puerto del Milagro (Montes de Toledo). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **23**: 260-265.
- 1926. *Catálogo descriptivo de una colección histórica de mármoles existente en el Instituto de Toledo*. 203 págs. Imprenta Provincial. Toledo.
- DEPÉRET, Ch. 1908. Sur les bassins tertiaires de la Meseta espagnole. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (4), **8**: 18-19.
- DOBLAS, M., LÓPEZ RUIZ, J., OYARRZUN, R., MAHECHA, V., SÁNCHEZ-MOYA, Y., CEBRIÁ, J.M<sup>a</sup>., CAPOTE, R., HERNÁNDEZ ENRILE, J.L., LILLO, J., RAMOS, A. & SOPENA, A. 1994. Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. *Tectonophysics*, **238**(1-4): 95-116.
- DOUVILLÉ, H. 1908a. Oligocène des environs de Tolède. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (4), **8**: 17-18.
- 1908b. Sur le Tertiaire des environs de Tolède. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (4), **8**: 455-456.
- DOUVILLÉ, R. 1911. La Peninsula Ibérique. A- Espagne. *Handbuch der Regionalen Geologie*, **7** (III.3): 1-175. Heidelberg.
- EGOZCUE, J. & MALLADA, L. 1876. Descripción geológico-minera de la provincia de Cáceres. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **4**: 368 págs.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. 1850-1857. Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España en la Península. *Memorias de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, **1**: 35-66 (1850), 73-107 (1851), 161-184 (1854). **4**: 115-156 (1856), 351-399 (1857).
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. 1913. Datos de una excursión geológica por la provincia de Toledo. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **13**: 147-150.
- 1914. Gneis granatífero de Toledo. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **14**: 388-390.
- GIL CID, M<sup>a</sup> D. 1981. *Proplina yochelsoni* n. sp., primer monoplacophoro del Cámbrico Inferior español. *Boletín Geológico y Minero*, **92**: 26-32.
- GIL CID, M<sup>a</sup> D. & JAGO, J.B. 1989. New data on the Lower Cambrian trilobites of Cortijos de Malagón (Spain). *Estudios Geológicos*, **45**(1-2): 91-99.
- GÓMEZ DE LLARENA, J. 1914a. Un ejemplo de metamorfismo en los montes de Toledo *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **14**: 383-385.
- 1914b. Excursión geológica á Navas de Estena (montes de Toledo) *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **14**: 385-388.
- 1916. Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Serie Geológica*, **15**: 74 págs.
- 1923. Guía geológica de los alrededores de Toledo. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales. Serie Geológica*, **31**: 59 págs.
- 1966. El gabro de La Bastida (Toledo). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, **64**(2): 129-134.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. 1994. *Geomorfología de España*. 526 págs. Editorial Rueda. Alcorcón (Madrid).
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & RÁBANO, I. 1999. Fósiles del Neoproterozoico y Paleozoico inferior de Castilla-La Mancha. In: E. AGUIRRE & I. RÁBANO, Coords. *La huella del pasado: Fósiles de Castilla-La Mancha*. págs. 25-50. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Toledo.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., ROBARDET, M., RÁBANO, I., SARMIENTO, G. N., SAN JOSÉ, M. A. DE, HERRANZ, P. & PIEREN, A. P. 2002. 4. Ordovician. In: W. GIBBONS & T. MORENO, Eds. *The Geology of Spain*. págs. 31-49. The Geological Society. London.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., SAN JOSÉ, M. A. DE & PIEREN, A. P. 1990. IV.2.1.3. Central-Iberian Zone. Authochthonous Sequences. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. In: R. D. DALLMEYER & E. MARTÍNEZ-GARCÍA, Eds. *Pre-Mesozoic Geology*

- of Iberia. págs. 160-171. Springer Verlag. Berlín-Heidelberg.
- HAMMANN, W., ROBARDET, M., ROMANO, M., GIL CID, M. D., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., HERRANZ, P., MARCOS, A., MARTÍN, J., PELÁEZ, J. R., PÉREZ-ESTAUN, A., PRIETO, M., RÁBANO, I., SAN JOSÉ, M. A. DE, TRUYOLS, J., VEGAS, R., VILAS, L., VILLAS, E. & VILLENA, J. 1982. The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). Correlation Chart and Explanatory Notes. W. HAMMANN, M. ROBARDET & M. ROMANO, Eds. *International Union of Geological Sciences*, **11**: 1-47. Ottawa.
- HERNÁNDEZ ENRILE, J.L., 1991: Extensional tectonics of the Toledo ductile–brittle shear zone, central Iberian Massif. *Tectonophysics*, **191**: 311-324.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. 1911. Itinerario geológico de Toledo á Urda. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **11**: 379-381.
- 1912. Itinerario geológico de Toledo á Urda. *Trabajos del Museo de Ciencias Naturales*, **1**: 46 págs.
- 1932. Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales, Serie geológica*, **38**: 584 págs.
- HERNÁNDEZ SAMPelayo, P. 1933. *El Cambriano en España. Memoria presentada en el XVI Congreso Geológico Internacional de Washington de 1933*. Instituto Geológico y Minero de España, 201 págs. Madrid.
- 1935. El Sistema Cambriano. In: *Explicación del nuevo mapa geológico de España. Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **41**: 291-525. Madrid.
- 1942. El Sistema Siluriano. In: *Explicación del nuevo Mapa geológico de España. II (1). Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, **45**: 592 págs.
- HUGUET DEL VILLAR, E. 1937. *Los suelos de la Península Lusó-Ibérica*. 416 págs., con un mapa a escala 1:1.500.000. Edita Thomas Murphy & Co. Madrid-London.
- INTERNACIONAL COMISIÓN ON STRATIGRAPHY, 2010. *International Stratigraphy Chart*.
- JULIVERT, M., FONBOTÉ, J.M., & NABAIS CONDE, L.E. 1972. *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E: 1.000.000*. Instituto Geológico y Minero de España, 113 págs. Madrid.
- JULIVERT, M. & TRUYOLS, J. 1983. El Ordovícico en el Macizo Ibérico. In: J. A. COMBA, Coord *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, **1**: 192-246. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- KINDELAN J.A. 1955. Nota sobre la diferenciación del Ordoviciense en los Montes de Toledo. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **37**: 95-109.
- KINDELAN Y DUANY, J.A. 1952. *Mapa geológico de España, Escala 1:50.000, Explicación de la Hoja n° 686 Turleque (Toledo)*. 41 págs. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- KINDELAN Y DUANY, J.A & CANTOS FIGUEROLA, J. 1951. *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Memoria explicativa de la Hoja n° 658 Mora de Toledo (Toledo)*. 40 págs. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- LAUTENSACH, H. 1931. Spanien und Portugal. *Handbuch der Geographischen Wissenschaft, Südost und Südeuropa*, **9**(1931): 428-557. Postdam.
- LEÓN GÓMEZ, C., JIMENO DIESTRO, G., QUINQUER AGUT, R., MORENO, F., SÁNCHEZ CELA, V., LIÑÁN, E., GUTIÉRREZ MARCO, J.C., RUIZ REIG, P. & GABALDÓN, V. 1981. *Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Hoja 711, Las Guadalerzas*. Segunda serie-Primera edición. 31 págs. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- LIÑÁN, E., DIES, E. & GOZALO, R. 2003. A review of the genus *Kingaspis* (Trilobita, Lower Cambrian) from Spain and its biostratigraphical consequences for correlation in the Mediterranean subprovince). *Revista Española de Paleontología*, **18**(1): 3-14.
- LIÑÁN, E. & GÁMEZ-VINTANEZ, J.A. 1993. Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian Peninsula and its relations with some neighbouring European areas. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **164**(6): 831-842.
- LIÑÁN, E., PEREJÓN, A. & SDZUY, K. 1993. The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, **130**: 817-833.
- LLOPIS LLADÓ, N. & SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. 1962. Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne. *Compte Rendue Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **1962**(8): 245-247.
- 1963. Sur la présence d'une discordance précambrienne au Sud de Tolède (Espagne). *Compte Rendue Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **1963**(7): 250-251.
- 1965. Sur les caractères morphotectoniques de la discordance précambrienne du Sud de Tolède (Espagne). *Compte Rendue Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **1965**(7): 220-221.
- LOTZE, F. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, **6**: 78-92.
- 1956a. Das Präkambrium Spaniens. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1956**(8): 373-380 [Traducido por J. G. de Llarena, 1960, en: *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **60**: 227-240].
- 1956b. Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. In: F. LOTZE, Ed. *Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille*. págs.128-139. Stuttgart.
- 1958. Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, **7**: 727-750. Berlín. [Traducido por J. G. de Llarena, 1961, en: *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **61**: 131-164].
- 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse*, **6**: 1-216, 48 figs. [Traducido por J. Gómez de Llarena en *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 1970. Madrid].
- LUJÁN, F. DE. 1850. Estudios y observaciones geológicas relativos a terrenos que comprenden parte de la provincia de Badajoz y de las de Sevilla, Toledo y Ciudad Real; y cortes geológicos de estos terrenos. Parte 2ª. *Memorias de la Real Academia*

- de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, **1**(2): 1-71.
- MACHATSCHKE, F. 1934. *Geomorphologie*. 154 págs. Teubner Leipzig.
- MACHENS, E. 1954. *Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Iberischen Meseta im Bereich des oberen Guadiana*. Dissertation der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, 173 págs. (Inédita).
- MALLADA, L. 1896. *Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo II Sistemas Cambriano y Siluriano*. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, 515 págs. Madrid.
- MALLADA, L. & DUPUY DE LÔME, E. 1912. Reseña geológica de la provincia de Toledo. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 2ª serie, **13**: 9-101.
- MARÇET RIBA, J. 1920. Nous mineral i roques de la zona metamòrfica de Toledo. *Butlletí de la Institució catalana d'Història natural*, **20**: 137-138.
- 1928. Estudio petrográfico de la zona metamórfica de los alrededores de Toledo. *Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona*, Tercera Época, **20**: 180 págs.
- MARTÍN ESCORZA, C. 1976. Las "capas de Transición", Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (¿Cám. Sup.?) en los Montes de Toledo surorientales: sus implicaciones geotectónicas. *Estudios Geológicos*, **32**: 511-613.
- 1977a. Nuevos datos sobre el Ordovícico inferior; el límite Cámbrico-Ordovícico y las fases sárdicas en los Montes de Toledo: consecuencias geotectónicas. *Estudios Geológicos*, **33**: 57-80.
- 1977b. Deformación interna puntual de oolitos del Cámbrico inferior en los Montes de Toledo. *Estudios Geológicos* **33**: 419-431.
- MARTÍN ESCORZA, C. & LÓPEZ MARTÍNEZ, J. 1978. Análisis mesoestructural en la unidad migmatítica de Toledo. *Estudios Geológicos*, **34**(1): 33-43.
- MARTÍN ESCORZA, C. & PEREJÓN, A. 1972. Nota previa sobre la presencia de Arqueociátidos en los alrededores de Urda (Montes de Toledo orientales). *Acta Geológica Hispánica*, **7**: 169.
- MARTÍN HERRERO, D.; IGLESIAS PELÁEZ, A.; GRACIA PRIETO, J.; DABRIO GONZÁLEZ, C.J.; RÁBANO, I.; GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SÁNCHEZ CARRETERO, R.; CONTRERAS LÓPEZ, E.; BEA, F.; VILLASECA, C.; ANDONAEGUI, P.; BARBERO, L.; JUNCO AGUADO, F. & BELLIDO MULAS, F. 2009. *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja 684. Navahermosa*. Segunda serie-Primera edición. 110 págs. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- MARTÍNEZ LOPE, M. J., GARCÍA GONZÁLEZ, M. T. & MOLINA, E. 1995. Relationships between geomorphology and paleoweathering on the hercynian basement in central Spain. A mineralogical and geochemical approach. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **8**(1-2): 127-136.
- MENÉNDEZ, S., RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ, M., MORENO-EIRIS, E., PEREJÓN, E. & REITNER, J. 2010. Palaeoenvironmental and geochemical approach of Archaeocyathan-rich facies from Lower Cambrian of Western Gondwana margin at Central Iberian Zone (Urda, Toledo Mountains, Spain). *Geophysical Research. Abstracts*. pág. 12.
- MERTEN, R. 1955. *Stratigraphie und Tektonik der nordöstlichen Montes de Toledo*. Dissertation der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, 109 págs. Münster. (Inédita).
- MOLINA, E. 1980. Alteración relicta y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo. *Studia Geologica Salmanticensia*, **XVI**: 15-25.
- 1999. Las paleoalteraciones en el Zócalo Hercínico Ibérico: fundamentos metodológicos y perfiles tipo. In: E. MOLINA, A. SÁNCHEZ DEL CORRAL & C. POLO. Eds. *La evolución del relieve en zócalos antiguos: Procesos, formaciones superficiales y sedimentos asociados*. *Studia Geologica Salmanticensia*. **Vol. Espec. VII**: 87-100.
- MOLINA, E., BLANCO, J., PELLITERO, E. & CANTANO, M. 1986. Weathering processes and morphological evolution of the Spanish Hercynian Massif. *International Geomorphology*, **2**: 957-978.
- MOLINA, E. & ALEIXANDRE, T. 1978. Estudio de las acumulaciones de carbonatos y procesos de alteración desarrollados bajo la superficie pliocena del Tajo. *Proceedings of the 5th International Working Meeting on Soil Micromorphology*, págs. 501-521.
- MORENO, F. 1977. *Estudio Geológico de los Montes de Toledo Occidentales*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 186 págs. (Inédita).
- MORENO SERRANO, F., VÁZQUEZ GUZMÁN, F., GARCÍA DE MIGUEL, J.M., RUIZ GARCÍA, C., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., DABRIO GONZÁLEZ, C., ANFONAEGUI MORENO, P., GIL CID, D., GALLARDO DÍAZ, J. & TRÍO MASEDA, M. 1990. *Mapa geológico de España, Escala 1:50 000, Hoja 685 Los Yébenes*. Segunda serie-Primera edición. 65 págs. Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Madrid.
- OEHME, R. 1935. Die Rañas, eine spanische Schuttlandschaft. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **9**(1): 25-42.
- PEÑA, A. 1876. Reseña Geológica de la provincia de Toledo. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España. 1ª serie*, **3**: 319-331.
- PEREJÓN, A. & MORENO, E. 1978. Nuevos datos sobre la fauna de Arqueociatos y las facies carbonatadas de la serie de Los Campillos (Urda, Montes de Toledo orientales). *Estudios Geológicos*, **34**: 193-204.
- PEREJÓN, A. & MORENO-EIRIS, E. 2006. Arqueociatos de España: Bioconstrucciones y puesta al día de la sistemática y la bioestratigrafía. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, **101**(1-4): 105-145.
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. 1982. *Neógeno y Cuaternario de la llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Colección Tesis doctorales, **179/82**, 787 págs. Edit. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas. Madrid.
- PIEREN PIDAL, A. P., PALERO, F. J., RAMÍREZ MERINO, J. I., PORTERO, G. & HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A. 1997. *Mapa geológico de España, E 1:50.000, Hoja 835 Brazatortas*. Segunda serie – Primera edición. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- PORTERO, J. M. & DABRIO, C. 1988. Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo Meridionales y Campo de

- Calatrava. 2º Congreso Geológico de España, Granada, I: 161-164.
- PRADO DE, C. 1855. Mémoire sur la géologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Tolède. *Bulletin de la Société Géologique de France*. Sér. 2, **12**: 182-204.
- PRADO, C., VERNEUIL, E. & BARRANDE, J. 1860. Sur l'existence de la faune primordiale dans la chaîne cantabrique; suivie de la Description des fósiles. *Bulletin de la Société Géologique de France*. Sér. 2, **17**: 516-554.
- RÁBANO, I. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. 1998. *Realaspis?* *Pradoanus* (Verneuil y Barrande) Trilobita, Cámbrico Inferior): revisión de su material tipo e implicaciones taxonómicas. *Geogaceta*, **23**: 127-129.
- RADIG, F. 1964. Die Lebensspur *Tomaculum problematicum* Groom 1902 im Llandeilo der Iberischen Halbinsel. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **119**(1): 12-18. [Traducido por J.Mª Ríos, 1965, en *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **80**: 101-108].
- RAMÍREZ, E. 1955. El límite cambriano-siluriano en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **40**: 55-85.
- RAUMER, J. F. VON. 2008. Franz Lotze (1903-1971) the doctoral theses of his students in Spain and Portugal. *Serie Nova Terra*, **36**, 307 págs.
- RAUMER, J. F. VON, STAMPFLI, G. M. HOCHARD, C. & GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. 2006. The Early Palaeozoic in Iberia—a plate-tectonic interpretation. In: R. SCHROEDER & A. PEREJÓN, Eds. *Contributions to the Geology of Spain, in memory of Prof. Franz Lotze*. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **157**(4): 575-584.
- ROIZ, J. M. 1979. *La estructura y la sedimentación hercínica, en especial el Precámbrico superior, en la región de Ciudad Real-Puertollano*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 254 págs. (Inédita).
- ROYO GÓMEZ, J. 1926. [Sobre la geología de los alrededores de Toledo]. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **26**: 217-218.
- 1929. El torno del Tajo en Toledo. *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **15**: 491-502.
- RUBIO PASCUAL, F.J.; LÓPEZ DÍAZ, F.; NOZAL MARTÍN, F.; MONTESERÍN LÓPEZ, V.; MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A.; INSÚA MÁRQUEZ, M.; LÓPEZ, M.J.; DABRIO GONZÁLEZ, C.J.; SOLÉ PONT, J.; SANTAMARÍA CASANOVAS, J.; PICART BOIRA, J.; HERNÁNDEZ URROZ, J & ZAPARDIEL, J.M. 2008. *Mapa geológico de España, E. 1:50.000. Hoja 735. El Robledo*. Segunda serie-Primera edición. 67 págs. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- SAN JOSÉ, M. A. DE. 1969. Nota preliminar sobre el estudio geológico de los alrededores de San Pablo de los Montes (Toledo). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **1**: 335-343.
- 1980. *Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del Anticlinal de Navalpino (provincias de Badajoz y Ciudad Real)*. Memoria Fundación "Juan March", 163 págs. Madrid (Inédito).
- SAN JOSÉ, M. A. DE, GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. & RÁBANO, I. 1997. Geología y Paleontología. In: V. GARCÍA CANSECO, Coord. *Parque Nacional de Cabañeros*. págs 51-76. Edita Ecohábitat. Daimiel.
- SAN JOSÉ, M. A. DE, GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., TRUYOLS, J. & RÁBANO, I. 2005. Un mapa geológico inédito de los Montes de Toledo (Schulz, 1870). In: I. RÁBANO & J. TRUYOLS, Eds. *Miscelánea Guillermo Schulz (1805-1877)*. *Cuadernos del Museo Geominero*, **5**: 143-151.
- SAN JOSÉ, M. A. DE, PELÁEZ, J. R., VILAS, L. & HERRANZ, P. 1974. Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Boletín Geológico y Minero*, **85**: 21-31.
- SAN JOSÉ, M. A. DE, RÁBANO, I., HERRANZ, P. & GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. 1992. El Paleozoico Inferior en la Zona Centroibérica meridional. In: J. C. GUTIÉRREZ-MARCO, I. SAAVEDRA & I. RÁBANO, Eds. *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. págs. 505-521. Universidad de Extremadura. Mérida.
- SDZUY, K. 1961. Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akademie der Wissenschaften und der Literatur Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse*, **7-8**: 502-694.
- 1971. Acerca de la correlación del Cámbrico inferior de la Península Ibérica. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, Sección I. Geología*, **2**: 753-758.
- SCHMITZ, U. & WALTER, R. 1974. Das Kambrium und das Tremadoc der Iberischen Halbinsel. Bericht über neuere Untersuchungen (1965-1972). Teil I: NE-Spanien, Zentral-Spanien, S-Spanien. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, **1**(1974): 72-124.
- SCHWENZNER, J. 1936. Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. *Geographische Abhandlungen*, **3**(10): 1-128.
- SOLÉ, L. 1952. España. Geografía física. In: M. TERÁN. *Geografía de España y Portugal*. Tomo **1**, 497 págs. Ed. Montaner y Simón S. A. Barcelona.
- 1966. Sobre el concepto de Meseta española y su descubrimiento. *Volumen Homenaje a Amando Melón*. págs 14-45. Instituto de Estudios Pirenaicos e Instituto Juan Sebastián Elcano de Geografía, CSIC. Madrid.
- 1983. Morfología general de la Península Ibérica. In: J. A. COMBA, Coord. *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, **2**: 589-605. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- STICKEL, R. 1930. Die geographischen Grundzüge Nordwestspaniens einschliesslich von Altkastilien. *Verhandlungen und Wissenschaftliche Abhandlungen des 23. Deutschen Geographentages zu Magdeburg, 21 bis 23, Mai 1929*, págs. 147-154. Hrsg. V. Georg Wüst. Breslau.
- TAMAIN, G. 1972. *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Thèse, Université Paris Sud (Centre d'Orsay), **3**: 870 págs. Paris.
- TÁRRAGA BALDÓ, Mª.L. 1992. *Giovann Domenico Olivieri y el taller de escultura del Palacio Real. II. El taller y sus vicisitudes*. Vol. II. 695 págs. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Instituto Italiano di Cultura. Madrid.
- TEMPLADO, D., HERNÁNDEZ-PACHECO, F. & MESEGUER, J. 1944. *Mapa geológico de España, Escala 1:50.000. Explicación de la Hoja nº 629 Toledo*.

- 57 págs. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- TORRUBIA, J. 1754. *Aparato para la Historia Natural Española. Tomo Primero*. Imprenta de los Herederos de Don Agustín de Gordejuela y Sierra. xxiv +234+34 págs. Madrid.
- VERA, J. A. Ed. 2004. *Geología de España*. 884 págs. Sociedad Geológica de España & Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- VICENTE, M. A., MOLINA, E. & ESPEJO, R. 1991. Clay in paleoweathering processes: Study of a typical weathering profile in the hercynian basement in the Montes de Toledo (Spain). *Clay Minerals*, **26**: 81-90.
- VICENTE, M. A., ELSASS, F., MOLINA, E. & ROBERT, M. 1997. Paleoweathering in slates from the Iberian Hercynian Massif (Spain): investigation by TEM of clay mineral signatures. *Clay Minerals*, **32**: 435-451.
- VIDAL BOX, C. 1944. La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Isas. *Las Ciencias*, **IX**(1): 83-111.
- WALTER, R. Ed. 1977. Zwei geologische Traversen durch die Südliche Iberische Meseta, Spanien. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **42**: 55 págs., 1 fig., 14 map.
- WEGGEN, K. 1955. *Stratigraphie und Tektonik der südlichen Montes de Toledo (Spanien)*. Dissertation der Mathematisch - Naturwissenschaftlichen Fakultät der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster, 98+6 págs. Münster. (Inédita).



## Notas









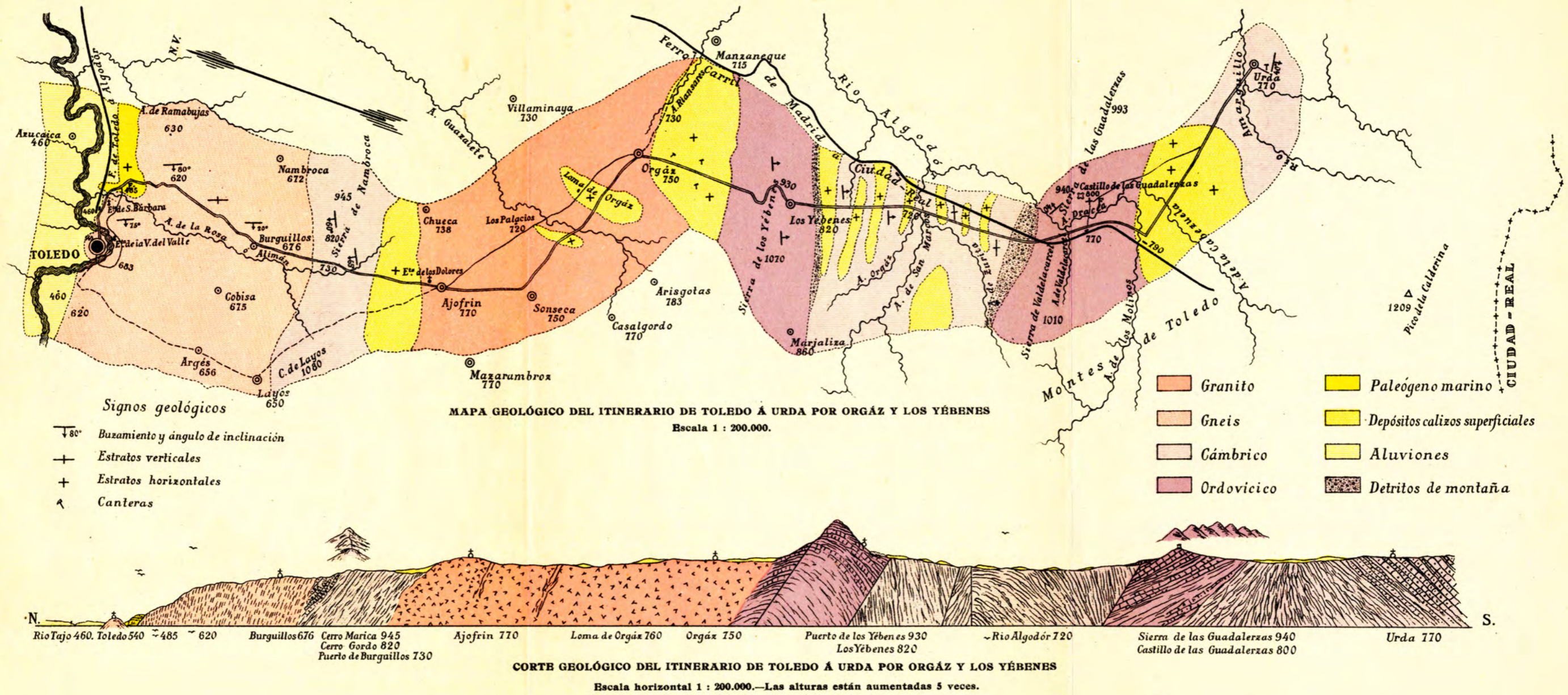


Fig. 1. Mapa y corte geológico del Itinerario de Toledo a Urda, E. Hernández-Pacheco, 1912.



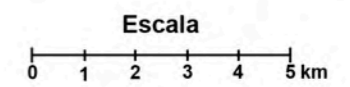
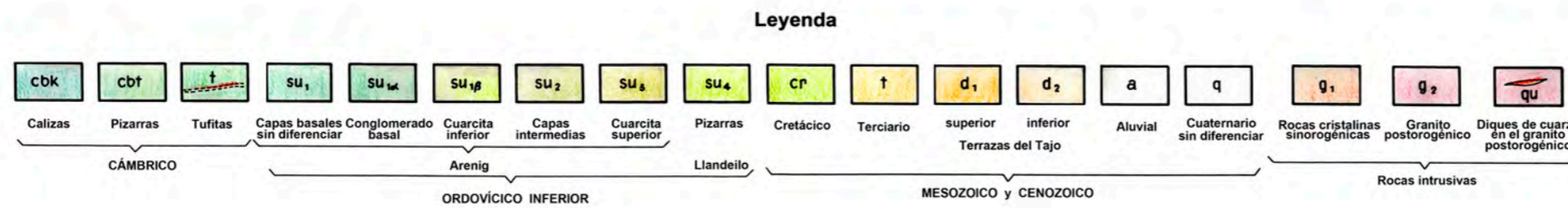
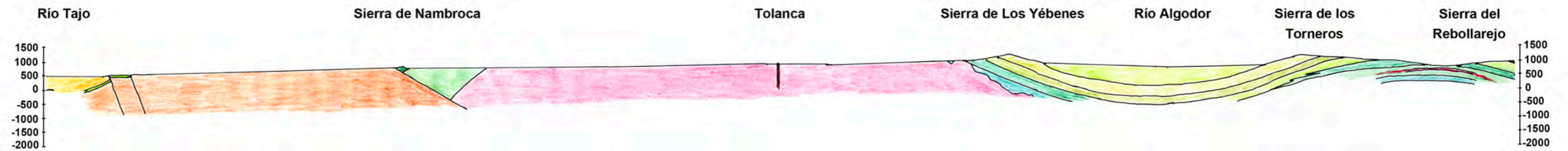
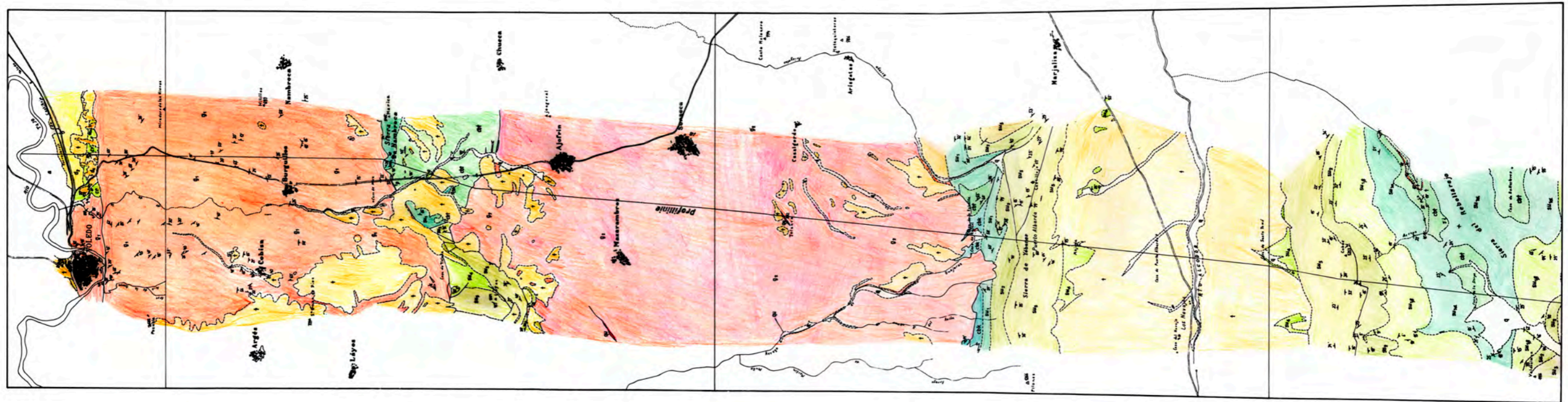


Fig. 3. Mapa detallado y corte geológico de la transversal de Toledo hasta la Sierra del Rebollarejo (MERTEN, 1955, modificado por el autor).





