

LOS DEPOSITOS ALUVIALES DEL PALEOGENO BASAL EN EL SECTOR SURORIENTAL DE LA CUENCA DEL DUERO (PROVINCIA DE SEGOVIA): EVOLUCION Y MINERALES DE LA ARCILLA CARACTERISTICOS

P. Fernández-García*, R. Mas**, M. Rodas***, F. J. Luque del Villar*** y M. G. Garzón*

RESUMEN

En este trabajo se estudian las facies detríticas que constituyen el ciclo prearcósico y la base del ciclo arcósico (de edad paleógena) del borde suroriental de la cuenca del Duero.

La cartografía geológica y la correlación litológica realizadas han permitido diferenciar cuatro unidades litoestratigráficas que, asimismo, presentan distintas asociaciones de minerales de la arcilla: unidad T.1.1., compuesta por arcillas y arenas cuarzosas, en la que la asociación de minerales de la arcilla es illita + caolinita; unidad T.1.2., de arenas cuarzosas con paleosuelos ferruginosos y esmectita como mineral de la arcilla característico; unidad T.2.1., de conglomerados polimícticos, arenas arcósicas y arcillas, con frecuentes niveles de calcreta y palygorskita como mineral de la arcilla característico; unidad T.2.2., compuesta por arenas arcósicas, con niveles de encostramiento similares a los de la unidad anterior y esmectita e illita como minerales de la arcilla principales.

Las dos primeras unidades son transicionales y presentan una relación genética, correspondiendo a una «Primera Secuencia Depositional», que es granocreciente y representa una evolución progradante desde un sistema braided distal (T.1.1.) a un sistema braided proximal (T.1.2.), correspondientes a abanicos aluviales húmedos. Las unidades T.2.1. y T.2.2. forman una «Segunda Secuencia Depositional», granodecreciente a gran escala, y refleja la transición desde partes proximales (T.2.1.) a medias (T.2.2.) de abanicos aluviales áridos a semiáridos.

A partir del estudio mineralógico y sedimentológico puede concluirse que durante la sedimentación de estos materiales tuvo lugar un importante cambio climático. Durante el depósito de T.1.1. el clima fue húmedo y cálido, produciendo una asociación de minerales de la arcilla (illita + caolinita) típica de áreas con buen drenaje. La unidad T.1.2. representa un clima más árido, con fluctuaciones estacionales y largos períodos secos, lo que hace que la esmectita sea el principal mineral de la arcilla. Sin embargo, el cambio climático más importante hacia condiciones áridas ocurrió durante la sedimentación de la «Segunda Secuencia Depositional», dominada por abanicos aluviales áridos o semiáridos. Por esta razón, este episodio presenta un importante desarrollo de niveles de encostramiento y la palygorskita es el mineral de la arcilla característico, estando su génesis probablemente relacionada con los procesos edáficos que se aprecian en los frecuentes niveles de calcreta de estas unidades.

Palabras clave: *Sedimentología, mineralogía de la arcilla, Paleógeno, cuenca del Duero.*

ABSTRACT

This paper deals with the detritic facies which represents the prearcosic cycle and the lowermost part of the arcosic cycle (Paleogene in age) outcropping in the southeastern margin of the Duero Basin.

On the basis of geological mapping and lithological correlation, four lithostratigraphic units, which also presents different clay minerals associations, have been distinguished: Unit T.1.1., composed by clays and quartzose sands, in which the clay mineral association is illite + kaolinite; unit T.1.2., of quartzose sands with ferruginous paleosols, with smectite as the main clay mineral; unit T.2.1., of polymictic conglomerates, arcotic sands and clays, with frequent calcrete profiles and palygorskite is the most abundant mineral; unit T.2.2., composed by arcotic sands with duricrust levels resembling those of the previous unit, and with smectite and illite as the main clay mine-

* Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

** Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

*** Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

erals. The first and second units are transitional and they keep a genetic relationship corresponding to a «First Depositional Sequence», which is large scale coarsening upwards and represents a prograding evolution from a distal braided system (T.1.1.) to a proximal one (T.1.2.) of humid alluvial fans. Units T.2.1. and T.2.2. belong to a «Second Depositional Sequence», which is large scale fining and reflects the transition from proximal (T.2.1.) to medial (T.2.2.) parts of arid to semiarid alluvial fans.

From the mineralogical and sedimentological study it may be concluded that, during the deposits of these materials, an important climatic change took place. During the sedimentation of T.1.1., climate was warm and wet producing a clay mineral association (illite + kaolinite) typical of well drained areas. Unit T.1.2. represents a more arid climate with seasonal fluctuations and long dry periods, yielding smectite as the main clay mineral. Nevertheless, the more drastic change towards arid conditions took place during the sedimentation of the «Second Depositional Sequence», dominated by arid or semiarid alluvial fans. For this reason, this episode presents an important development of duricrusts and palygorskite is the characteristic clay mineral, probably related with the edafic processes found in the frequent calcrete profiles appearing in these units.

Key words: *Sedimentology, Clay minerals, Paleogene, Duero Basin.*

Introducción

El final del megaciclo del Cretácico Superior se caracteriza por una importante y generalizada regresión. Concretamente en el sector central de la Península Ibérica este hecho supuso una drástica modificación en las condiciones ambientales y, de este modo, los medios marinos someros que dominaban la mayor parte del Senoniense se retiraron definitivamente de la zona, dando paso a una sedimentación continental. Sobre la etapa regresiva del Cretácico Superior, con sedimentos todavía marinos, se dispone de resultados sedimentológicos y paleogeográficos recientes (Alonso, 1981; Alonso y Mas, 1982). Sin embargo, se conoce muy poco el significado sedimentológico y la evolución del registro estratigráfico desarrollado durante el intervalo que transcurre desde la regresión finicretácica hasta que con la instauración del «ciclo arcósico» se consolidan los relieves del Sistema Central y las cuencas terciarias del Duero y Tajo.

El presente estudio se centra en las facies detríticas atribuibles, en términos generales, al Paleógeno, que constituyen el «ciclo prearcósico» y la base del «ciclo arcósico», en los afloramientos del borde suroriental de la cuenca del Duero (provincia de Segovia) (figura 1), siendo una de las finalidades primordiales el establecimiento de la relación entre la evolución sedimentológica (sistemas y secuencias deposicionales) y la evolución de la mineralogía de las arcillas, caracterizando los diferentes condicionantes ambientales (climáticos, tectónicos y geomorfológicos) que controlaron la sedimentación.

Una de las características más significativas de los depósitos estudiados la representa la presencia de procesos de edafización, en general intensos, y de asociaciones específicas de minerales de la arcilla. En este sentido, recientemente Garzón (1980) señala la existencia de dos etapas edafogenéticas para el Terciario Inferior, una primera con procesos de silicificación y caolinitización y otra con calcificaciones y abundancia

de palygorskita, relacionando cada una de ellas con procesos morfogénicos y climáticos. En el sector de Zamora (Corrochano, 1977, 1979, 1980) analiza la estratigrafía y sedimentología del Paleógeno, y Bustillo y Martín-Serrano (1980) caracterizan asimismo lo que se viene denominando el «ciclo prearcósico», por unas facies siderolíticas que relacionan con la erosión de mantos de alteración de importante significado morfo-

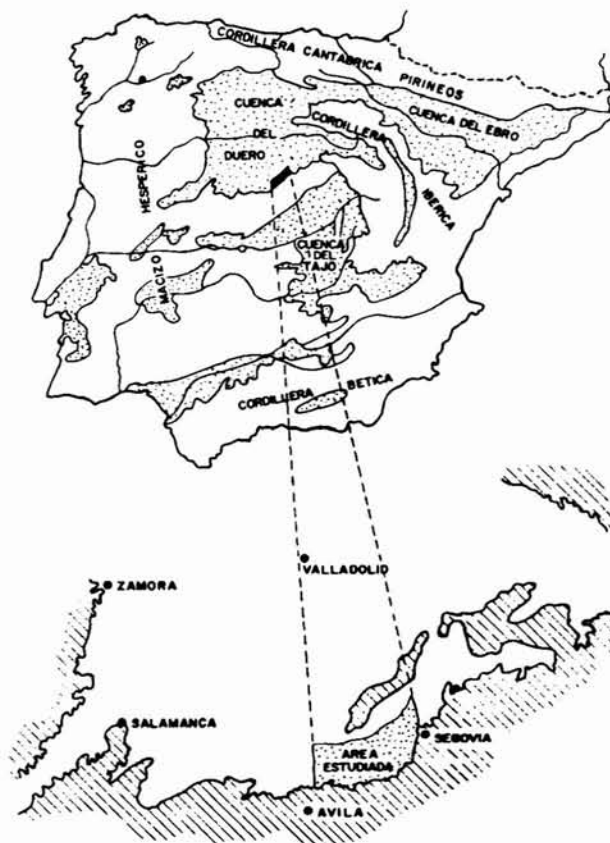


Fig. 1.—Situación del área estudiada.

lógico (García-Abbad y Martín-Serrano, 1980). También dentro de la cuenca del Duero, Alonso Gavilán (1981) define sedimentológicamente el Paleógeno de la provincia de Salamanca y desde el punto de vista estratigráfico corrobora muchas de las ideas expuestas con anterioridad por Jiménez (1972, 1974, 1975, 1977). En general son numerosos los trabajos realizados en la provincia de Salamanca en los que se estudian detalladamente materiales detríticos con una posición estratigráfica equivalente a los tratados en este estudio, y se hace hincapié en sus procesos generadores (Molina y Blanco, 1980; Blanco *et al.*, 1982; Blanco y Cantano, 1983; Molina *et al.*, 1985).

En un trabajo reciente, en el que se estudian los materiales que son el objeto de la presente investigación, Leguey *et al.* (1984) señalan ya la existencia de una unidad caracterizada por la neoformación de palygorskita y plantean una interesante discusión sobre su génesis en relación con la llegada a la cuenca de materiales dolomíticos. De forma aún más reciente, Fernández-García *et al.* (1987) establecen por primera vez de forma precisa la estratigrafía de estos depósitos aluviales del Terciario basal en el sector sur de la cuenca del Duero, caracterizan mineralógicamente cada una de las unidades litoestratigráficas definidas y señalan su relación con la evolución sedimentológica de los materiales. Posteriormente, Rodas *et al.* (1987), haciendo hincapié en el análisis de la evolución de la mineralogía de arcillas de estos materiales del ciclo prearcósico y arcósico basal, establecen las relaciones genéticas entre determinadas asociaciones de minerales de la arcilla y procesos edafogenéticos que se desarrollaron bajo específicas condiciones paleoambientales.

Metodología

Para analizar la arquitectura estratigráfica, el significado sedimentológico y la evolución de los depósitos estudiados se ha levantado una cartografía geológica detallada y ocho secciones estratigráficas (figs. 2 y 3). En estas últimas se ha realizado un muestreo sistemático fundamentalmente dirigido a analizar la evolución mineralógica de los materiales (figs. 5, 6, 7, 8 y 9).

El análisis mineralógico de las muestras se ha realizado mediante difracción de rayos-X, utilizando el método del polvo para la caracterización de la mineralogía global, tras molienda y homogeneización de la muestra hasta tamaños inferiores a las 53 μm y el del agregado orientado de las fracciones inferiores a 20 μm y 2 μm obtenidas a partir de una suspensión acuosa. Todas las muestras han sido sometidas a tratamiento térmico a 550°C y a la solvatación con etilenglicol, para la identificación de los minerales de la arcilla presentes en las mismas.

Los difractogramas se han realizado en un equipo Philips modelo PW 1130/90, utilizando la radiación K_{α} del cobre. Las condiciones de trabajo han sido las usuales en este tipo de estudios. En los difractogramas de polvo de las fracciones menores de 2 y 20 μm , y en la zona comprendida entre los 58 y 64 grados (2θ), la velocidad de barrido empleada ha sido de 0,5 grados/minuto y una constante de tiempo de 5 segundos, con el fin de precisar mejor la medida de la reflexión (060).

Para el análisis cuantitativo del total de filossilicatos con respecto al resto de minerales presentes en los diagramas de polvo se han utilizado los poderes reflectantes propuestos por Schultz (1964). En la cuantificación de los minerales de la arcilla en agregado orientado se han utilizado los poderes reflectantes dados en la tabla 1.

Tabla 1
Poderes reflectantes utilizados en la cuantificación de la mineralogía de arcillas, referidos a cuarzo = 1.5.

Mineral	Poder reflectante	Reflexión
Palygorskita	0,67	10,5
Esmectita	4	17
Illita	1	10
Caolinita	2	7
Vermiculita	3	14

Arquitectura estratigráfica

Unidades litoestratigráficas

La correlación litológica de las secciones estratigráficas estudiadas (fig. 3) y el levantamiento de una cartografía geológica detallada (fig. 2) han permitido diferenciar cuatro unidades litoestratigráficas a las que no se les asigna un carácter formal.

Unidad T.1.1. (Formación arenas y arcillas de Vegas de Matute).—Está constituida esencialmente por lutitas verdes y rojizas y arenas cuarzosas, generalmente groseras y de tonos anaranjados. Presenta una asociación típica de minerales de la arcilla compuesta por illita y caolinita. Su espesor suele ser del orden de los 15 a 30 m y está presente en todo el sector estudiado.

Se apoya en clara discontinuidad sedimentaria sobre la Formación cretácica de Valle de Tabladillo, tratándose normalmente de una paraconformidad, aunque en las proximidades de Valdeprados se reconoce una discordancia cartográfica.

Unidad T.1.2. (Formación arenas de Valdeprados). Está constituida fundamentalmente por arenas cuarzosas con frecuentes niveles ferruginosos. La esmectita es el principal mineral de la arcilla que presenta esta unidad. Dentro del área su espesor varía entre los 0 y los 20 m. Yace siempre sobre la unidad T.1.1., anteriormente descrita. El contacto entre ambas, dadas las condiciones de afloramiento, no puede observarse en detalle, pero por las características de evolución de ambas parece ser un tránsito gradual. El máximo desarrollo de la unidad T.1.2. se da hacia el centro del sector estudiado (secciones de Aldeallana y Valdeprados), donde llegan a alcanzar espesores próximos a los 20 m. Desaparece, probablemente por erosión, hacia el NE y SW.

Unidad T.2.1. (Formación conglomerados y arcosas de Aldeallana).—Está básicamente constituida por

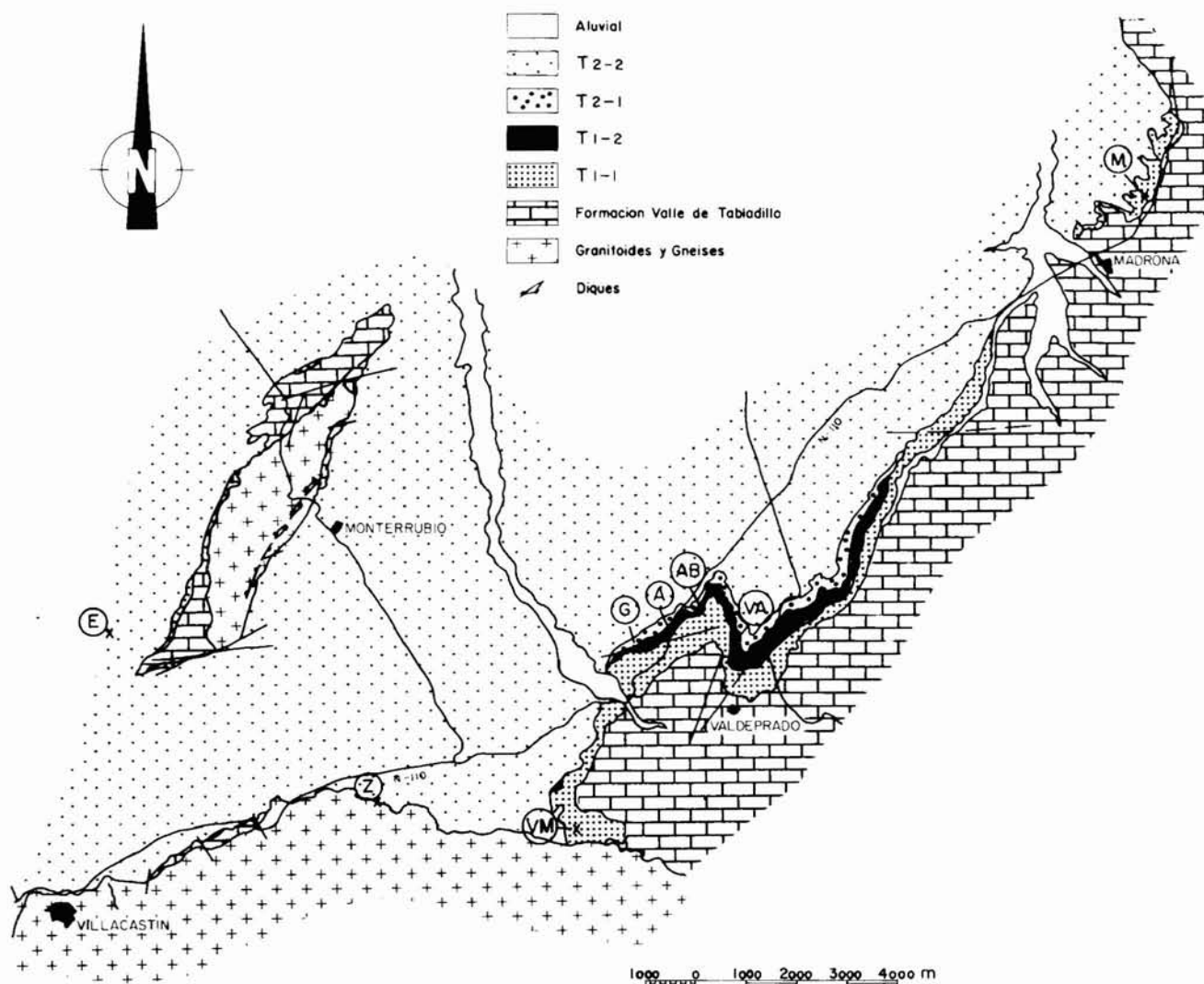


Fig. 2.—Esquema geológico y situación de las secciones estratigráficas levantadas: E: El Espino. Z: Zarzuela. VM: Vegas de Matute. G: Guijasalbas. A: Aldeallana. AB: Aldeallana B. VP: Valdeprados. M: Madróna.

conglomerados polimícticos (con cantos de carbonatos, areniscas, granito, neis, cuarzo y cuarcita), arenas arcósicas y lutitas, con frecuentes niveles de encostramiento (perfiles de calcreta). El mineral de la arcilla más abundante en esta unidad es la palygorskita. En general presenta poco espesor, no superando en este sector los 15 m. Hacia el SW y NE se adelgaza llegando prácticamente a desaparecer, constituyendo una delgada capa conglomerática.

Se apoya discordantemente sobre las unidades T.1.1. y T.1.2. Aunque en general se trata de una discordancia de índole cartográfico, cuando yace sobre la unidad T.1.1. llega a ser una discordancia claramente angular a escala de afloramiento.

Unidad T.2.2. (Formación arcosas de Zarzuela).

Aunque constituye el techo de los materiales estudiados, dada la continuidad sedimentaria que presenta con la unidad anterior, es importante tener en cuenta sus características. Está formada casi exclusivamente por arenas arcósicas que presentan niveles endurecidos de encostramiento («duricrust»), similares a los de la unidad anterior. Los minerales de la arcilla dominantes son la esmectita y la illita, pero en algunos niveles cementados los porcentajes de palygorskita son muy altos, llegando en ocasiones a valores próximos al 100%.

En todo el sector estudiado yace sobre la unidad T.2.1. en tránsito gradual y presentando cambios laterales de facies con ella. Esta unidad forma parte de un potente conjunto de materiales arcósicos en el que

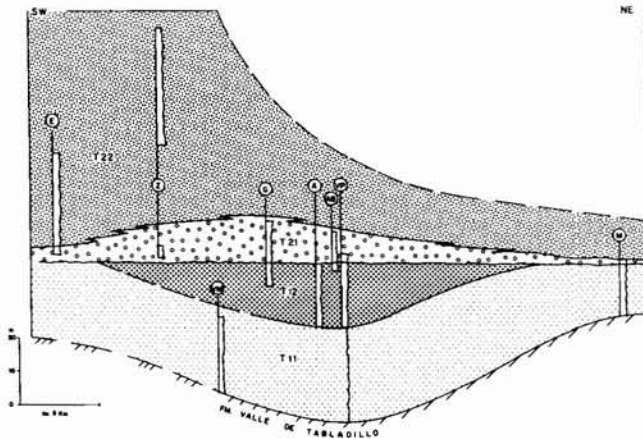


Fig. 3.—Correlación de las secciones estudiadas y unidades litostratigráficas. T.1.1.: Arenas y arcillas de Vegas de Matute. T.1.2.: Arenas de Valdeprados. T.2.1.: Conglomerados y arcosas de Aldeallana. T.2.2.: Arcosas de Zarzuela.

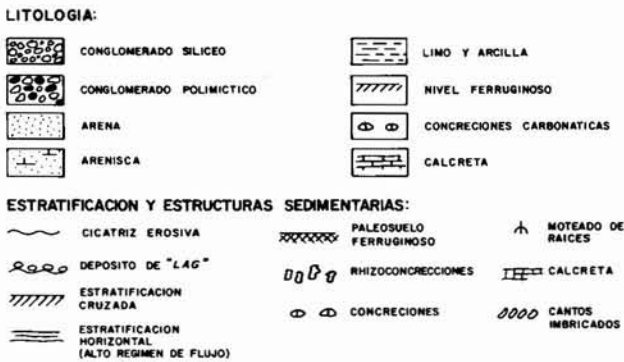


Fig. 4.—Leyendas de las columnas estratigráficas (figs. 5 a 9) y de los esquemas de facies (figs. 10 y 11).

es difícil diferenciar unidades, aunque conviene indicar que sobre esta unidad se apoya otra con características equivalentes y que, en algunos sectores, parece yacer en suave discordancia cartográfica.

Secuencias deposicionales

Como ya ha sido mencionado, la primera unidad (T.1.1.) se encuentra sobre la Formación Valle de Tabladillo en clara discontinuidad sedimentaria. Generalmente esta discontinuidad corresponde a una paraconformidad que se manifiesta por medio de un fuerte encalchamiento o, en otros sectores, por una paleokarstificación que separa la Formación de Valle de Tabladillo, con caracteres litorales (llanuras de marea carbonato-evaporíticas) (Alonso, 1981; Alonso y Mas, 1982) de la unidad T.1.1., siliclastica y de

carácter continental. Localmente, como ocurre en el anticlinal de Valdeprados, se puede observar una discordancia cartográfica entre ambas unidades, apoyándose la unidad basal sobre diferentes niveles de la última formación marina del Cretácico.

La primera y segunda unidades (T.1.1. y T.1.2.), como ya se ha indicado, presentan un tránsito que parece gradual, guardando una relación genética. Constituyen, por tanto, un conjunto de depósitos de naturaleza detrítica, exclusivamente silicea, que definen una «Primera Secuencia Depositional» (T.1) (fig. 12).

La unidad T.2.1. yace discordantemente sobre la unidad T.1.1. o sobre la unidad T.1.2., dependiendo del área. Cuando lo hace sobre la unidad T.1.2. desarrolla sobre ésta una importante superficie de alteración en la que los procesos edáficos fueron intensos, produciéndose calcretizaciones que se sobrepone a las ferruginizaciones propias de la unidad silicea (T.1.2.). Hacia el techo y lateralmente, por cambio de facies, pasa a la unidad T.2.2. Ambas constituyen un conjunto de características totalmente distintas a las del conjunto T.1.1.-T.1.2., que formaban la «Primera Secuencia Depositional». En este caso se trata de materiales predominantemente arcóscos, representando por tanto una «Segunda Secuencia Depositional» (T.2) claramente diferenciada de la anterior (fig. 12).

Por encima de esta «Segunda Secuencia Depositional», constituida por las unidades T.2.1. y T.2.2. y recubriendo a ambas, se reconoce otra unidad arcósica con características muy similares a las de la unidad T.2.2., aunque, dadas las condiciones de afloramiento, no están claras las relaciones en el contacto entre ellas y no puede descartarse la posibilidad de la existencia de una suave discordancia cartográfica, que parece manifestarse en la parte oriental del sector estudiado. Por otro lado, esta unidad tiene un mayor carácter expansivo, traspasando el límite de las unidades anteriores hacia el sur, apoyándose directamente sobre el zócalo hercínico de la Sierra de Guadarrama.

La posición cronoestratigráfica de estas unidades es muy problemática, no pudiendo ser precisada con certeza. La comparación con áreas próximas de la cuenca (Avila —Garzón y López, 1978—; Salamanca —Jiménez, 1977; Alonso Gavilán, 1981—; Zamora —Corrochano, 1977, 1980; Blanco *et al.*, 1982—) nos ha permitido considerar unas edades aproximadas. Así, la primera secuencia (T.1) probablemente corresponde a una edad Paleoceno-Eoceno Inferior, careciendo de argumentos para descartar que posiblemente la unidad basal de esta secuencia (T.1.1.) pueda corresponder todavía, al menos en parte, al Cretácico terminal (Maastrichtiense) (fig. 12). Basándonos en los mismos criterios, la segunda secuencia (T.2) debe corresponder a una edad fundamentalmente Eoceno Superior-Oligoceno (fig. 12).

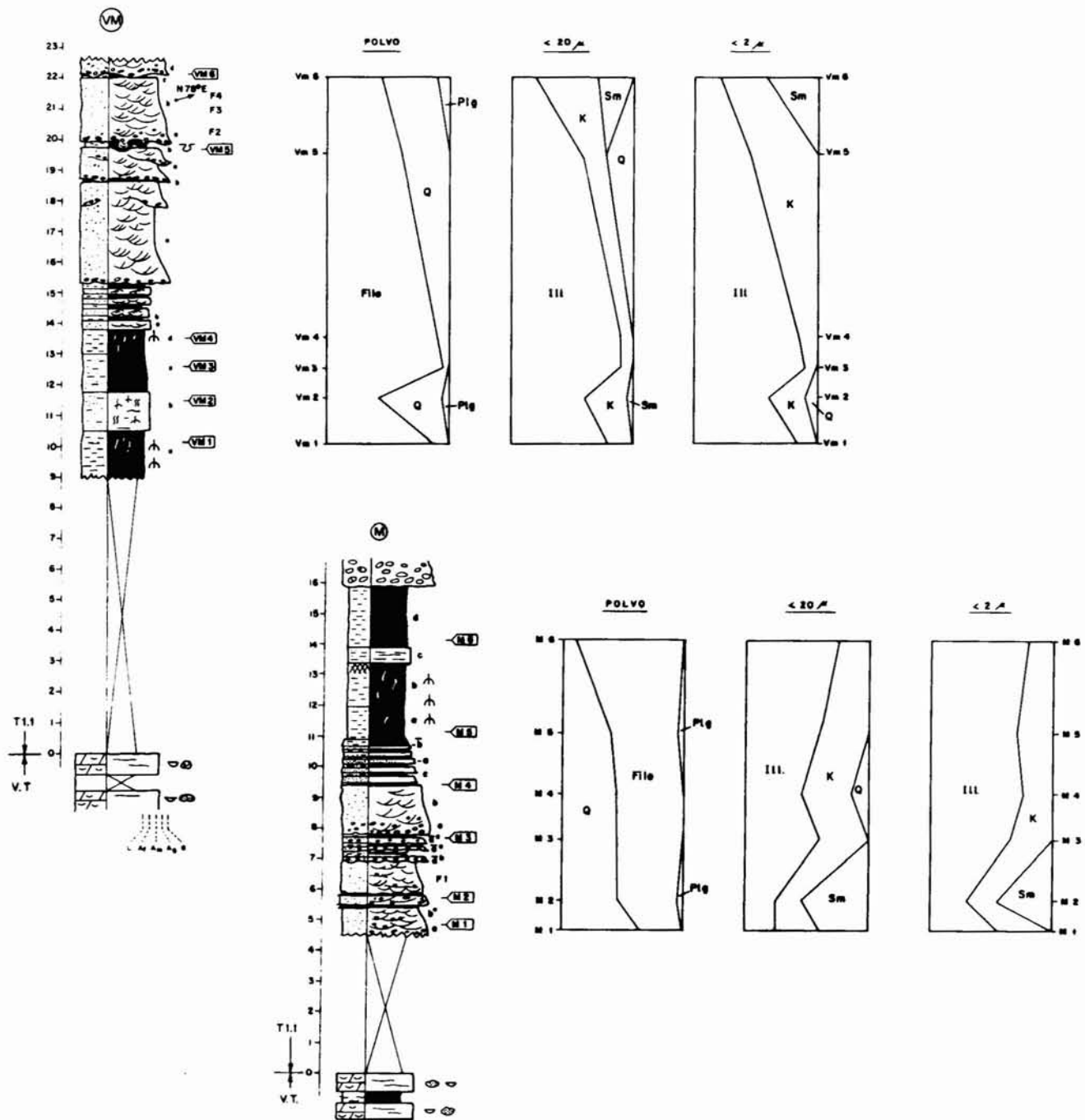


Fig. 5.—Secciones estratigráficas de Vegas de Matute (VM) y de Madrona (M). Composición mineralógica: Filo=Filosilicatos. Q=Cuarzo. Plg=Plagioclasas. Ill=Illita. K=Caolinita. Sm=Esmeclita. Cal, Cc=Calcita. Pal=Palygorskita. Vc=Vermiculita.

Análisis sedimentológico

Facies y sistemas deposicionales

El análisis sedimentológico de estos depósitos muestra que cada Formación representa un sistema aluvial diferente.

La unidad T.1.1. está constituida esencialmente por dos tipos de facies: Facies de carga de fondo (FCF, figura 10 A) y facies de carga en suspensión (FCS, figura 10 A). La primera de estas facies (FCF) está caracterizada por cuerpos de arenas con estratificación cruzada de surco (St) que constituyen secuencias positivas («fining upwards»: FU) de 1 a 3 m, con cicatriz

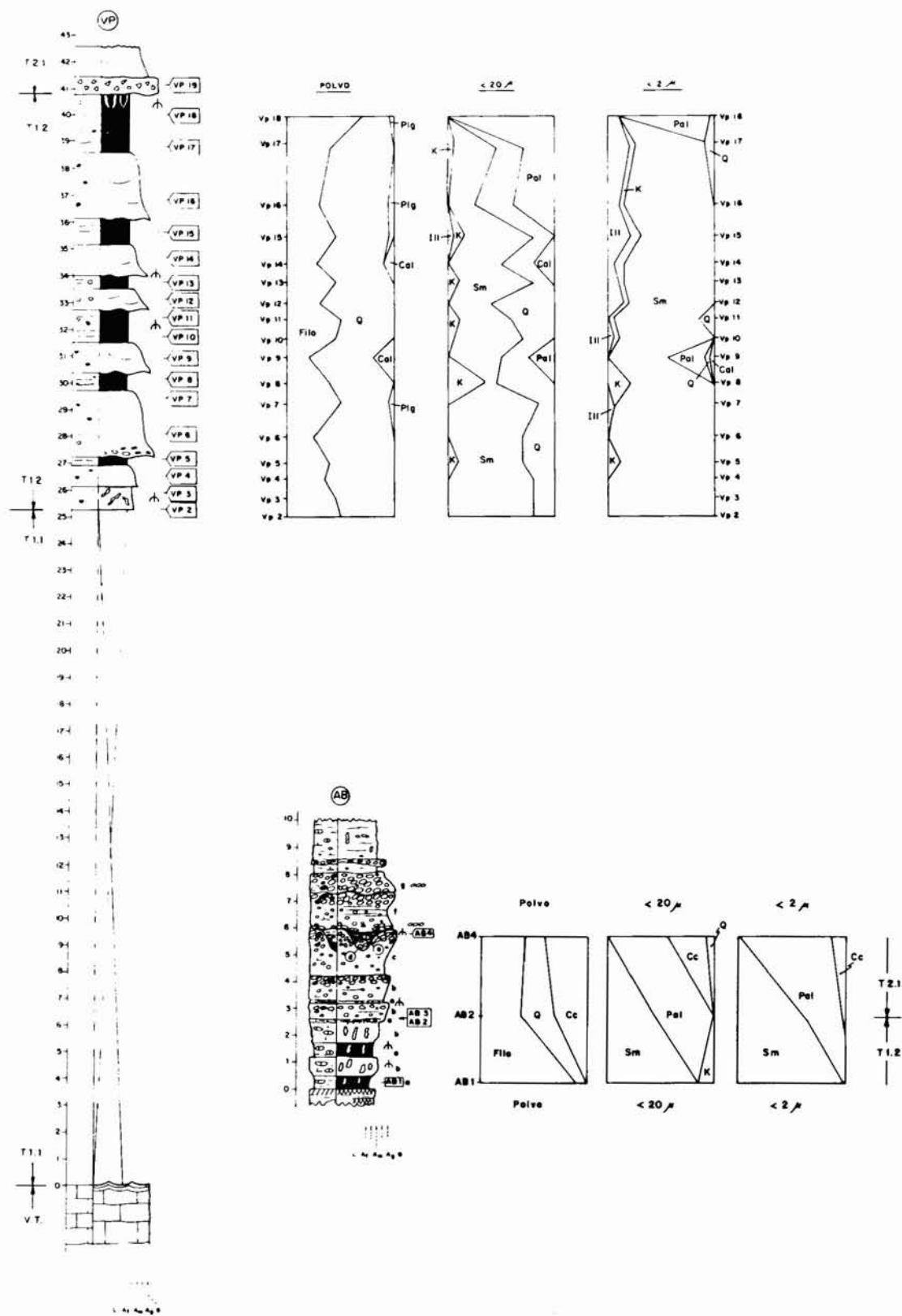


Fig. 6.—Secciones estratigráficas de Valdeprados y de Aldeallana B (AB). Composición mineralógica: ver fig. 5.

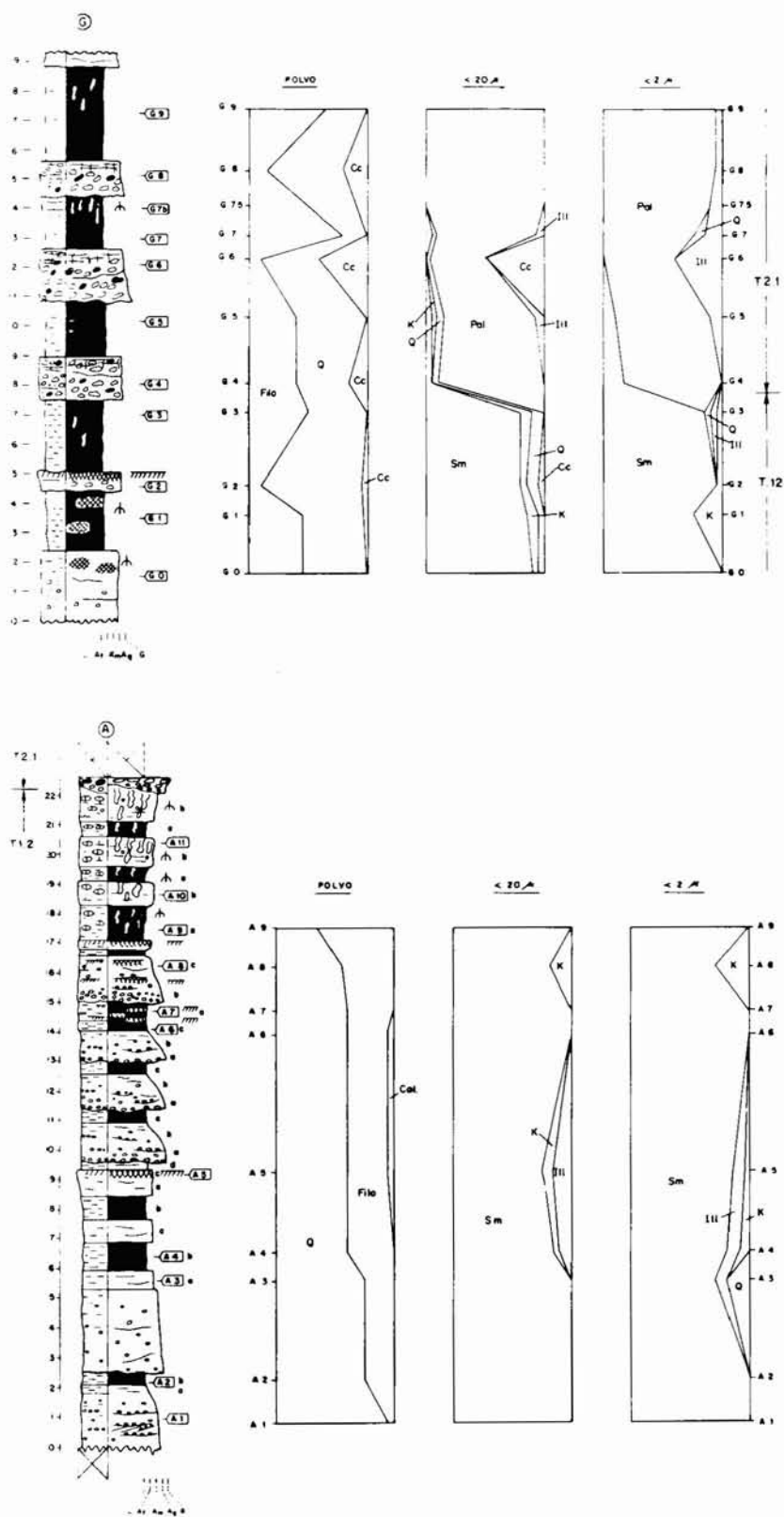


Fig. 7.—Secciones estratigráficas de Guijasalbas (G) y Aldeallana (A). Composición mineralógica: ver fig. 5.

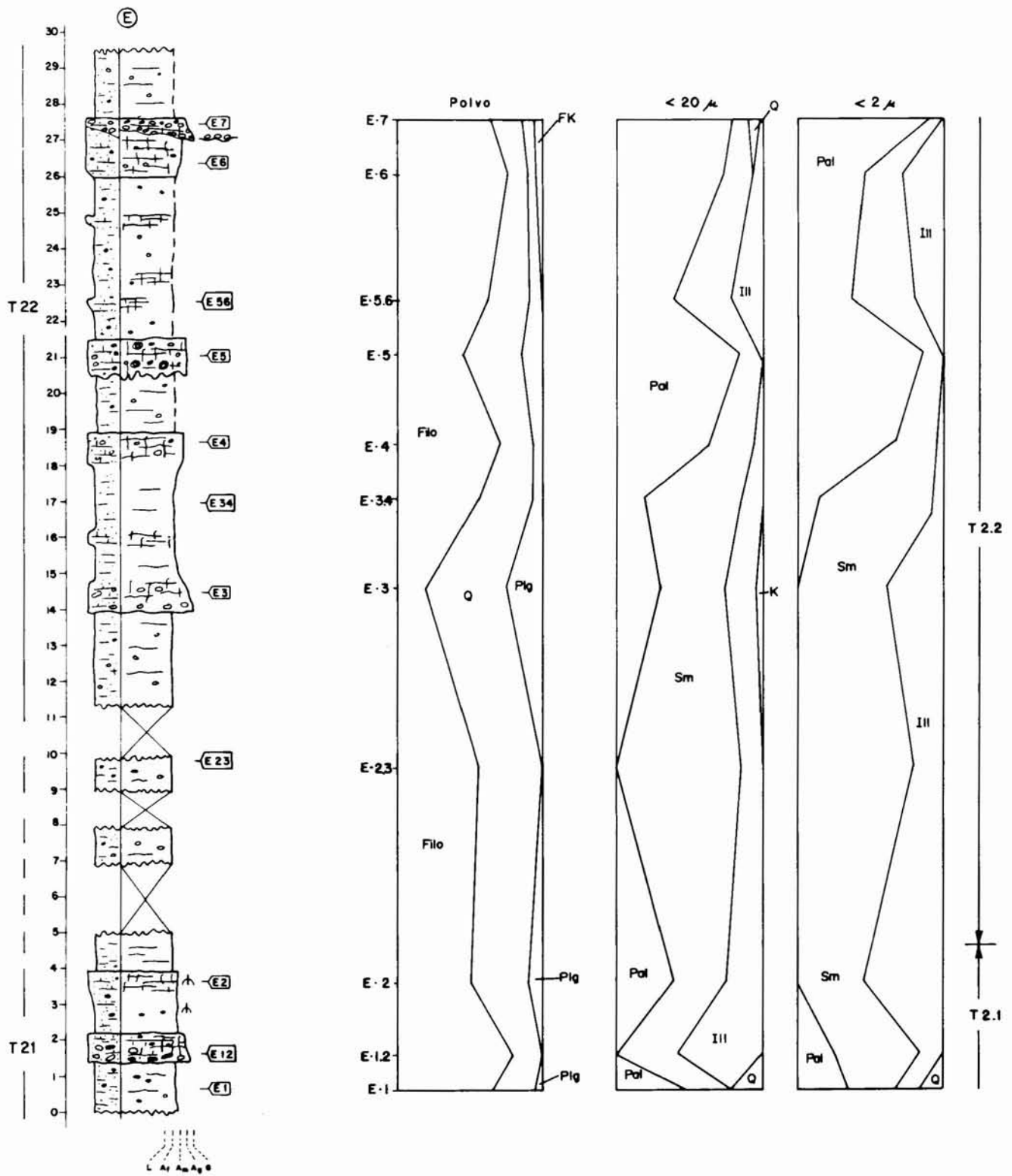


Fig. 8.—Sección estratigráfica de El Espino (E). Composición mineralógica: ver fig. 5.

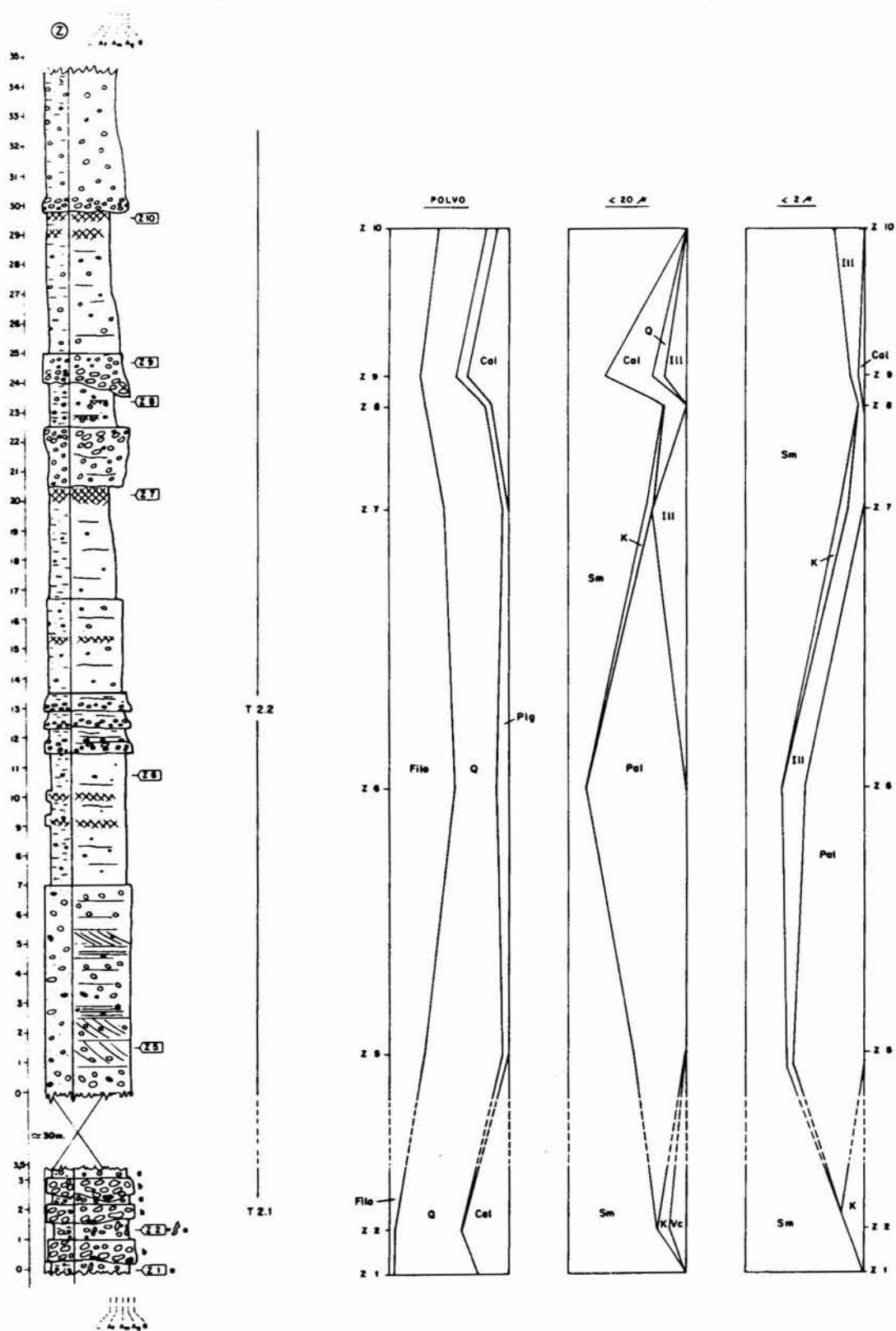


Fig. 9.—Sección estratigráfica de Zarzuela del Monte (Z). Composición mineralógica: ver fig. 5.

erosiva en la base a la que se asocian lags de cantos silíceos y blandos. Estas secuencias son estratodecrecientes («thining upwards») y pueden presentar cicatrices erosivas internas. Las paleocorrientes en estos cuerpos arenosos son predominantemente de sentidos hacia el E y NE. Estos cuerpos arenosos, por coalescencia, se encuentran agrupados constituyendo litosomas de hasta 10 m de espesor, que presentan delgadas intercalaciones lutíticas masivas o laminadas (Fm y Fl: fig. 10 A). Las facies de carga en suspensión (FCS) están constituidas por limos y arcillas generalmente masivos (Fm: fig. 10 A) que suelen presentar huellas y moteado de raíces e intercalaciones de delgados niveles de arena fina en los que ocasionalmente se reconoce estratificación cruzada a pequeña escala (Sr: fig. 10 A) y bioturbación que suele ser de raíces.

Siguiendo el criterio de clasificación propuesto por Friend (1983), la asociación de facies que constituye la unidad basal (T.1.1.) correspondería a un sistema aluvial de baja sinuosidad, en el que se separan claramente unas facies gruesas de carga de fondo (FCF) correspondientes a canales móviles entrelazados (braided) y otras facies finas de carga en suspensión (FCS) que por acreción vertical se acumularían en llanuras de inundación.

Los cuerpos canalizados corresponderían a cursos de tipo braided arenosos que se ajustan notablemente al modelo establecido por Cant y Walker (1978), aunque en éstos predominarían claramente las facies de canal, existiendo muy escaso desarrollo de las facies de llanura arenosa de barras transversas. Las intercalaciones de arenas finas (Sr), que a veces aparecen en las facies de acreción vertical de la llanura de inundación, corresponderían muy posiblemente a desbordamientos en los que a la llanura llegarían lóbulos de derrame («crevasse splay»).

En la unidad T.1.2. existe un claro predominio de las facies de carga de fondo (FCF), las cuales se organizan en secuencias de granulometría decreciente (FU) cuyo espesor varía entre 1,5 y 3 m (fig. 10 B). Estas secuencias se caracterizan por presentar frecuentemente la siguiente sucesión: 1) Cicatriz erosiva con lag de cantos silíceos (Ss); 2) arenas cuarzosas groseras (Sg), que dentro de cada secuencia disminuyen de tamaño hacia techo (Sm); aunque generalmente su aspecto es masivo, a veces se puede reconocer estratificación cruzada (St) y suelen presentar cantos silíceos dispersos y cicatrices erosivas internas; y 3) arenas finas limoso-arcillosas de aspecto masivo (Sl). A techo de cada secuencia suelen aparecer facies lutíticas generalmente arenosas que presentan escaso desarrollo (Fm: fig. 10 B), constituyendo así, en el conjunto de la unidad, una serie de cuerpos formados por facies de carga de fondo, que alternan con delgados niveles lutíticos de carga en suspensión.

El desarrollo de niveles ferruginosos (Fe) con tonalidades rojo-violáceas es un hecho frecuente en esta

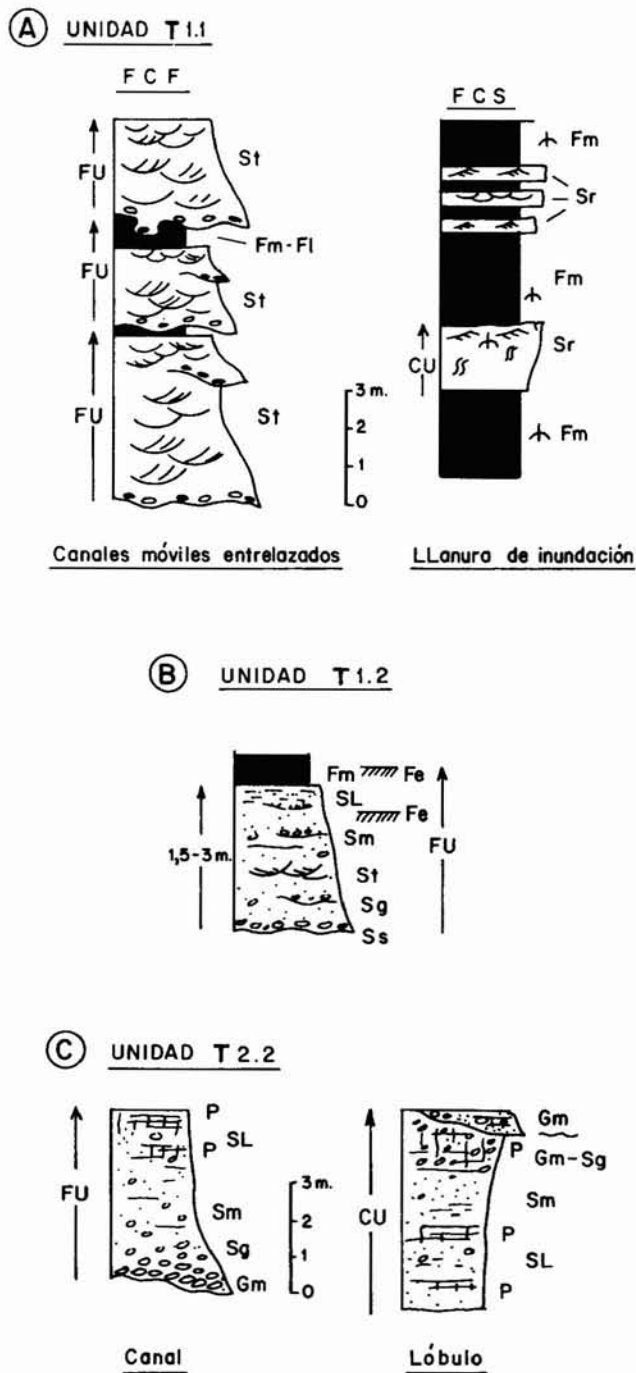


Fig. 10.—Facies de las Formaciones T.1.1., T.1.2. y T.2.2. Explicación en el texto.

unidad. Estos niveles, que generalmente presentan un mayor grado de cementación, deben corresponder a procesos pedogenéticos de tipo laterítico.

En conjunto, la unidad cabe interpretarla como un sistema aluvial de baja sinuosidad que, según el

esquema de clasificación de Friend (1983), correspondería al modelo caracterizado principalmente por depósitos gruesos (carga de fondo), que constituyen cinturones de canales móviles de tipo entrelazado (braided de arenas).

En la unidad T.2.1. se pueden diferenciar fundamentalmente dos tipos de asociaciones de facies, representando, respectivamente, situaciones que van de más proximales a más distales en un sistema de abanicos aluviales áridos o semiáridos. Comparando con el modelo proximal-distal establecido por Rust (1979), la primera debe corresponder a situaciones de abanico interno y presenta unas facies canalizadas de conglomeráticas a arenosas groseras asociadas con depósitos de «debris flows», «mud flows» (coladas de fangos) y «sheet floods» (mantos de arroyada) (fig. 11). La segunda, más distal, correspondería a situaciones de abanico medio y está constituida predominantemente por facies de lutitas muy arenosas y de arenas arcósicas heterométricas limoso-arcillosas con cantos dispersos. En esta asociación las facies conglomeráticas son más escasas, encontrándose en cuerpos canalizados de poco espesor.

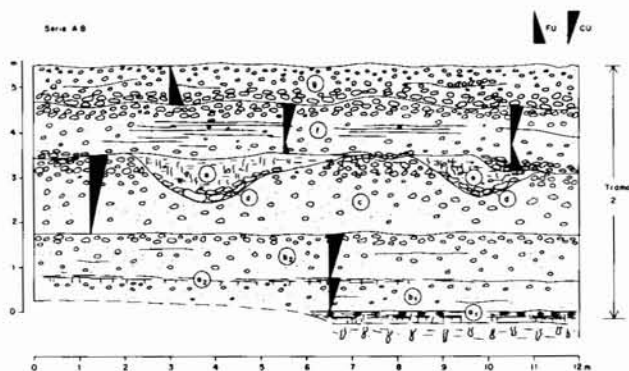


Fig. 11.—Facies de la Formación T.2.1. a: Perfiles de calcreta. b, c y f: Depósitos de «sheet flood» (mantos de arroyada). d: depósito de lag de fondo de canal. e: Depósitos canalizados de «mud flow» (colada de fango) con desarrollo de calcreta. g: Depósito de canal (secuencia positiva: FU).

En las facies conglomeráticas de ambas asociaciones se encuentran cantos de muy diversa composición; unos son de carácter silíceo (metacuarcita, cuarzo, granito y neis), que proceden de macizos plutónicos y metamórficos, y otros son carbonáticos e incluso de arenisca, siendo procedentes de relieves constituidos por materiales cretácicos. En toda esta unidad y asociándose a distintas facies son frecuentes los niveles correspondientes a paleosuelos calcimorfos, los cuales desarrollan a veces perfiles muy completos de calcreta.

Como ya se ha mencionado, la unidad T.2.2. guarda una estrecha relación genética con la unidad T.2.1., representando facies algo más distales dentro

del sistema de abanicos aluviales. La secuencia deposicional constituida por las unidades T.2.1. y T.2.2. adquiere una tendencia hacia la disminución del tamaño de grano («fining upwards») dentro de T.2.2. (figura 12). Esta última unidad está predominantemente constituida por facies de arenas de aspecto masivo que generalmente presentan cantos dispersos e intercalaciones conglomeráticas, siendo los cantos exclusivamente silíceos (cuarzo, metacuarcita y granito). Aunque en general estas facies arcósicas presentan escasa organización es posible distinguir básicamente dos tipos de secuencias características. Unas presentan tendencia positiva (FU) y otras son granocrecientes o negativas (CU) (fig. 10 C). Las secuencias positivas comienzan por gravas masivas (Gm), que se apoyan sobre una cicatriz erosiva, después pasan a arenas de gruesas (Sg) a medias (Sm) con cantos dispersos, terminando en arenas limoso-arcillosas (Sl). Las secuencias negativas comienzan por arenas limoso-arcillosas y progresivamente pasan a arenas

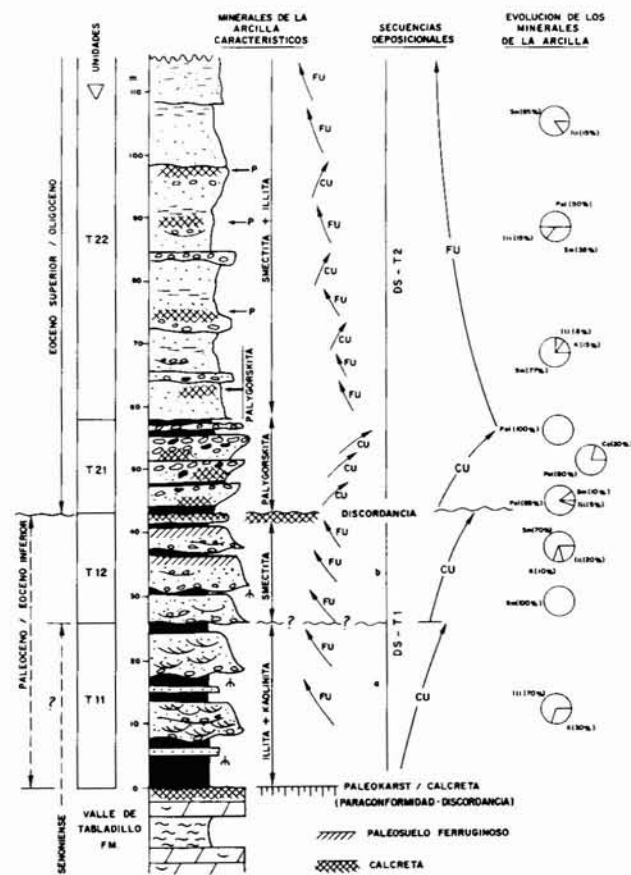


Fig. 12.—Evolución sedimentaria: Formaciones (edad), discontinuidades estratigráficas, minerales de la arcilla característicos, secuencias de facies (tendencia positiva: FU, y negativa: CU), secuencias deposicionales (DS) y evolución general de los minerales de la arcilla.

groseras e incluso a gravas masivas, que a veces están cortadas por pequeños cuerpos canalizados de gravas.

Asociados a ambos tipos de secuencias se encuentran niveles de cementación endurecidos (P), correspondientes a calcretas y cementaciones palygorskíticas. En conjunto, estas facies representan zonas medias de abanicos aluviales de carácter semiárido, en las que se desarrollarían canales móviles entrelazados (braided) y lóbulos arenosos de acumulación de mantos de arroyada («sheet floods»), que, a veces, a techo, serían disectados por canales de funcionamiento efímero (fig. 10 C). En estos abanicos aluviales de carácter seco serían comunes los procesos pedogenéticos con desarrollo de niveles cementados de tipo calcreta y palygorskíticos.

Evolución de la mineralogía de las arcillas

Unidad T.1.1.—Está representada por las series de Madrona y de Vegas de Matute (fig. 5). La composición global de esta unidad, establecida a partir de los diagramas de polvo, pone de manifiesto la presencia de filosilicatos como constituyentes esenciales, junto con cantidades variables de cuarzo. Ocasionalmente aparecen pequeñas cantidades de plagioclasas en algunos tramos de las series.

Los filosilicatos característicos de esta unidad son la illita y la caolinita (fig. 12). En general, tanto en la fracción menor de 20 μm como en la de 2 μm , predomina la illita (50-80%); la caolinita permanece prácticamente constante entre el 25 y 35%. La aparición de esmectita en determinados niveles de estas series es debida a fenómenos locales, como son la aparición de cantos blandos en los niveles basales de la serie de Madrona o, en el caso de la serie de Vegas de Matute, a contaminaciones cuaternarias en el techo de la misma.

Los valores de cristalinidad de la illita (índice de Kubler) se mantienen constantes en torno a 0,5. A partir de la relación de intensidades de las reflexiones (002) y (001), en aquellas muestras correspondientes a illitas puras, y de la posición de la reflexión (060), se deduce que se trata de illitas de carácter dioctaédrico. Los mismos parámetros difractométricos, empleados en muestras con cantidades variables de caolinita, revelan que las illitas presentan carácter dioctaédrico a lo largo de las dos series.

Unidad T.1.2.—Está representada por las series de Aldeallana y Valdeprados (figs. 6 y 7). La mineralogía global está compuesta por cuarzo y filosilicatos (20-65%) como minerales mayoritarios. En algunos tramos también se ha detectado la presencia de carbonatos (calcita) y de indicios de plagioclasas.

El filosilicato característico de esta unidad es la esmectita (fig. 12), que en muchos niveles es el único mineral de la arcilla presente. Ocasionalmente pueden

aparecer illita y caolinita, nunca superando conjuntamente el 20% del total. A techo, y ligada a la alteración con niveles cementados por carbonatos, puede aparecer palygorskita. Los valores de cristalinidad de las esmectitas (índice de Biscaye) en esta unidad son, en general, altos (0,8-0,95), aunque se observa una ligera disminución desde la base hacia el techo de las series. Los datos obtenidos a partir de la medición del parámetro b_0 de la esmectita ponen de manifiesto el carácter dioctaédrico de este mineral.

Unidad T.2.1.—Los materiales de esta unidad presentan una mineralogía compuesta por cuarzo y filosilicatos como minerales predominantes. Hay que destacar, asimismo, la presencia de niveles de carbonatos asociados a zonas de encostramiento. En las fracciones arcillosas el filosilicato que caracteriza esta unidad es la palygorskita, cuya proporción aumenta de base a techo (figs. 6, 7 y 12). La presencia de esmectita está restringida a la base de la unidad y su abundancia y cristalinidad guarda una relación inversa con el contenido en palygorskita.

Unidad T.2.2.—Se han seleccionado dos series que representan por una parte la transición con la unidad anterior y, por otra, la serie con las características típicas de esta unidad.

La serie de transición está representada por la columna de «El Espino». En ella se distinguen unos tramos que presentan fuerte encostramiento y otros tramos, más blandos y poco cementados (fig. 8). Los tramos encontrados, cuya apariencia en los afloramientos recuerda a los perfiles de calcreta de la unidad anterior, muestran una abundancia casi exclusiva de palygorskita como mineral de la arcilla, junto con pequeñas cantidades de cuarzo y, en algunos casos, indicios de plagioclasas (fig. 8). Acompañando a la palygorskita aparecen cantidades menores de illita y esmectita, cuya proporción aumenta en la fracción menor de 2 μm . Por el contrario, la palygorskita se concentra en las fracciones más gruesas, estando relacionados directamente el contenido en palygorskita con la disminución del índice de cristalinidad de las esmectitas (fig. 13).

En los niveles no encostrados las esmectitas son el mineral de la arcilla mayoritario, apareciendo en algunos de estos niveles pequeñas cantidades de palygorskita y, más frecuentemente, illita.

En la serie de Zarzuela (fig. 9), que representaría los materiales típicos de esta unidad, nos encontramos, por el contrario, con un predominio de la asociación esmectita + caolinita + illita, apareciendo palygorskita únicamente ligada a los niveles de encostramiento, en cuyo caso su proporción suele superar a la de la esmectita. La cristalinidad de las esmectitas es alta en toda la serie, excepto cuando aparece asociada a palygorskita. Como ocurría en la serie de transición, la palygorskita no va asociada a carbonatos, aun cuando éstos aparecen en las series. El proceso por el

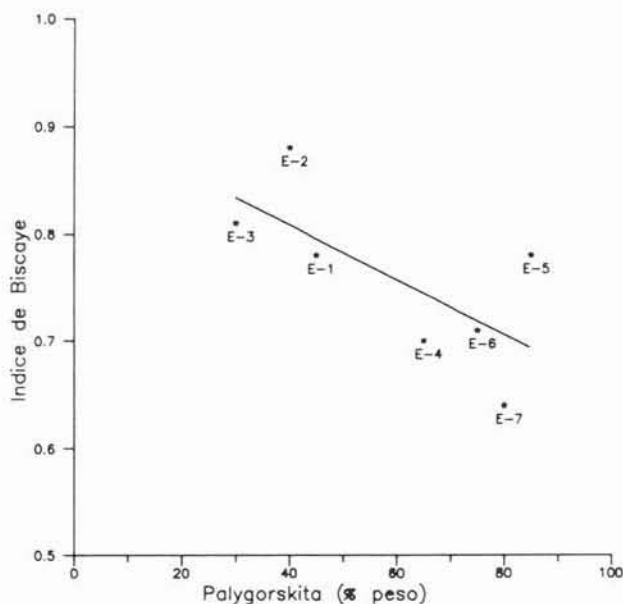


Fig. 13.—Relación de la cristalinidad de las esmectitas (índice de Biscaye) con el contenido en palygorskita de las muestras estudiadas en la sección de El Espino.

cual llegaron a deformarse estos encostramientos palygorskíticos en las partes medias de los abanicos aluviales, como han señalado Mas *et al.* (1988), vendría favorecido por el hecho de que las aguas enriquecidas en HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} provenientes de las rocas dolomíticas del Cretácico Superior que cubrían el Sistema Central (Alonso y Mas, 1982) darían lugar, en las partes proximales, a la formación de calcretas, precipitando CaCO_3 . Así, la relación $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ en el medio se vería incrementada y, de este modo, el Mg^{2+} , que es más móvil, en zonas algo más distales, y por un proceso similar al de formación de las calcretas, daría lugar, a partir de otros filosilicatos (por ejemplo, esmectitas: fig. 14), a la palygorskita, que podría llegar a ser el mineral exclusivo en algunos encostramientos.

Evolución sedimentológica (figs. 12 y 15)

La primera secuencia deposicional (T.1) es a gran escala granocreciente (coarsening upwards) y representa una evolución progradante desde un sistema braided distal (unidad T.1.1.) a un sistema braided proximal (unidad T.1.2.), que corresponderían probablemente a abanicos aluviales húmedos.

La segunda secuencia deposicional (T.2) a gran escala es positiva (fining upwards) y representa la transición desde partes proximales (unidad T.2.1.) a medias (unidad T.2.2.) de abanicos aluviales áridos a semiáridos.



Fig. 14.—Aspecto al microscopio electrónico de barrido de fibras de palygorskita crecidas a partir de esmectita (muestra VP-17).

Resumiendo, podemos diferenciar dos episodios tectosedimentarios principales que se corresponden con cada una de las secuencias deposicionales establecidas (T.1 y T.2). La primera secuencia estaría todavía asociada a un episodio distensivo de fracturación en bloques, probablemente semigrabens, controlada por el sistema de desgarres tardihercínicos que constituyeron importantes directrices tectónicas durante todo el Mesozoico (Alvaro *et al.*, 1979). En esta etapa se produciría la total retirada del mar de la zona, no pudiendo descartar que junto a un levantamiento generalizado y posible basculamiento hacia E-NE, actuasen factores eustáticos controlando la retirada del mar a modo de continuación de la regresión finicretácica.

Durante la segunda secuencia deposicional (T.2), la situación cambiaría completamente a un episodio compresivo. Se creó el relieve correspondiente al Sistema Central por movimientos compresivos que actuaron sobre la fracturación NE-SW ligada a desgarres tardihercínicos; así, durante esta etapa, debieron empezar a jugar como importantes fallas inversas. De esta forma los sedimentos cretácicos que cubrían el basamento en el área ocupada por el actual Sistema Central (Alonso, 1981; Alonso y Mas, 1982) fueron desmantelados.

Por otro lado, durante la sedimentación de los depósitos estudiados tuvo lugar un importante cambio climático. Al principio de la primera secuencia (T.1) el clima fue probablemente cálido y húmedo, con desarrollo de sistemas aluviales braided con amplias llanuras de inundación en este sector de la cuenca, suelos ferruginosos (lateríticos) en las áreas madre y una asociación de minerales de la arcilla illita + caolinita, características que en conjunto implican buenas condiciones de drenaje para el área (unidad T.1.1.).

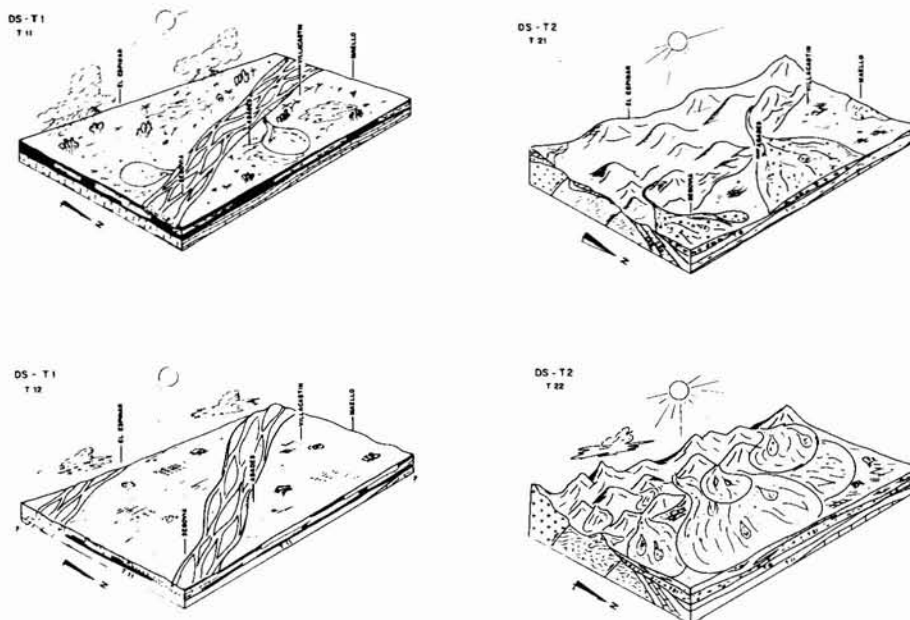


Fig. 15.—Modelo de evolución paleogeográfica del registro estratigráfico estudiado.

Durante un segundo episodio (unidad T.1.2.), que se correspondería con el desarrollo de sistemas braided proximales, el clima se fue haciendo más árido con fluctuaciones estacionales marcadas y largos períodos secos, siendo por tanto la esmectita el principal mineral de la arcilla.

Sin embargo, el cambio más drástico e importante hacia condiciones de aridez pronunciada debió darse durante la segunda secuencia deposicional (T.2), dominada por la implantación en la zona de abanicos aluviales de áridos a semiáridos. De aquí que este episodio presente un importante desarrollo de calcretas, siendo la palygorskita el mineral de la arcilla característico, el cual se relacionaría, muy probablemente, con los procesos pedogenéticos de formación de los frecuentes perfiles de calcreta.

Conclusiones

Los resultados obtenidos se pueden resumir básicamente en los siguientes puntos:

— Se han diferenciado cuatro unidades litoestratigráficas con rango de Formación (fig. 3): T.1.1. (Formación arenas y arcillas de Vegas de Matute); T.1.2. (Formación arenas de Valdeprados); T.2.1. (Formación conglomerados y arcosas de Aldeallana); T.2.2. (Formación arcosas de Zarzuela).

— Las dos primeras Formaciones (T.1.1. y T.1.2.) constituyen una «Primera Secuencia Deposicional», T.1., cuya edad debe corresponder a un Paleoceno-

Eoceno Inferior, aunque hacia la base (unidad T.1.1.) puede llegar a estar todavía representado el Cretácico terminal (Maastrichtiense). Las otras dos formaciones (T.2.1. y T.2.2.) constituyen una «Segunda Secuencia Deposicional», T.2., la cual yace discordantemente sobre la anterior y debe corresponder al Eoceno Superior-Oligoceno (fig. 12).

— Cada Formación representa un sistema aluvial diferente (fig. 14): T.1.1. representa un sistema aluvial de baja sinuosidad con facies de carga de fondo correspondientes a canales móviles entrelazados que se diferencian claramente de las facies predominantemente lutíticas correspondientes a las llanuras de inundación. T.1.2. se interpreta como un sistema aluvial de baja sinuosidad caracterizado por el predominio de los materiales gruesos (carga de fondo) que constituyen canales móviles de tipo entrelazado. Las unidades T.2.1. y T.2.2. corresponden al desarrollo de abanicos aluviales áridos o semiáridos, en los que la unidad T.2.1. representa situaciones de abanico interno a medio, mientras que la unidad T.2.2. correspondería exclusivamente a zonas medias.

— En cada Formación se reconoce una asociación característica de minerales de la arcilla. En la unidad T.1.1. los minerales de la arcilla más característicos son la illita y la caolinita. La unidad T.1.2. está caracterizada esencialmente por la presencia de esmectita, y únicamente a techo puede presentar algo de palygorskita, asociada a la alteración previa a la sedimentación de la unidad siguiente. La Formación T.2.1. se caracteriza por un predominio de la paly-

gorskita dentro de la fracción arcillosa, aumentando su proporción de base a techo. En la Formación T.2.2. el mineral de la arcilla predominante vuelve a ser la esmectita, aunque en los niveles de encostramiento la palygorskita es el más abundante (fig. 12).

— La primera secuencia deposicional (T.1) representa una evolución progradante desde un sistema entrelazado (braided) distal (T.1.1.) a uno proximal (T.1.2.). Corresponde a una etapa condicionada por una tectónica distensiva de fracturación en bloques (semigrabens), durante la cual se produjo la total retirada del mar de la zona. En una primera etapa esta secuencia se caracterizaría por un clima cálido y húmedo (T.1.1.), mientras que en una segunda etapa el clima se fue haciendo más árido, con fluctuaciones estacionales más marcadas y largos períodos secos.

— La segunda secuencia deposicional (T.2) representa la transición desde partes proximales (T.2.1.) a medias (T.2.2.) de abanicos áridos a semiáridos. Corresponde a un episodio tectónico compresivo durante el cual se creó el relieve del Sistema Central que en este sector estaba condicionado por un sistema de fallas inversas con vergencia hacia el N-NW y dirección NE-SW. El comienzo de esta secuencia deposicional supuso además un importante y drástico cambio hacia unas condiciones de aridez pronunciada que se caracterizó por el desarrollo de niveles de encostramiento. Hacia las partes más proximales de los abanicos aluviales estos encostramientos constituían calcretas enriquecidas en palygorskita, mientras que en las zonas medias el cementante ya no es carbonático, sino que está casi exclusivamente constituido por palygorskita.

Referencias

- Alonso, A. (1981). El Cretácico de la provincia de Segovia (borde Norte del Sistema Central). *Seminarios de Estratigrafía*, nº 7, Serie Monografías, 320 pp.
- Alonso, A. y Mas, R. (1982). Correlación y evolución paleogeográfica al Norte y al Sur del Sistema Central. *Cuadernos Geol. Ibérica*, 8, 145-166.
- Alonso Gavilán, G. (1981). *Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la cuenca del Duero (provincia de Salamanca)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- Alvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp. (Libro Homenaje a L. Solé Sabarís)*, 14, 172-177.
- Blanco, J. A.; Corrochano, A.; Montigny, R. y Thuizat, R. (1982). Sur l'âge du début de la sédimentation dans le bassin Tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paléocène par datation isotopique des alunites de l'unité inférieure. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 2, 95, 259-262.
- Blanco, J. A. y Cantano, M. (1983). Silicification contemporaine a la sédimentation dans l'unité Basale du Paleogene du Bassin du Duero (Espagne). *Sci. Geol. Mem.*, 72, 7-18.
- Bustillo, A. y Martín Serrano, A. (1980). Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora. *Tecniterrae*, 36, 14-29.
- Cant, D. J. y Walker, R. G. (1978). Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canadá. *Sedimentology*, 25, 625-648.
- Corrochano, A. (1977). Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora. *Publicaciones del Departamento de Estratigrafía*, 8, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.
- Corrochano, A. (1979). El Paleógeno del borde occidental de la cuenca del Duero. *I Reunión sobre la Geología de la cuenca del Duero. Temas Geológicos y Mineros (I.G.M.E.)*, 687-701.
- Corrochano, A. (1980). Los sistemas de abanicos aluviales del Paleógeno de Zamora. *IX Congreso Nacional de Sedimentología. Sesiones de Campo*. Salamanca.
- Fernández-García, P.; Mas, R.; Rodas, M.; Luque, F. J.; Garzón, M. G. (1987). Lowermost Tertiary alluvial deposits of the Southern Duero Basin (Segovia, Central Spain): Evolution and characteristic clay minerals. *8th IAS Regional Meet. Sedim.*, 227-228.
- Friend, P. F. (1983). Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: «Modern and ancient fluvial systems» (J. D. Collinson and J. Lewin, eds.). *IAS Spec. Public.*, 6, 345-354.
- García-Abbad, F. y Martín-Serrano, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios geol.*, 36, 391-401.
- Garzón, M. G. (1980). *Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español)*. Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 380 pp.
- Garzón, M. G. y López Martínez, N. (1978). Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central. *Estudios geol.*, 34, 571-575.
- Jiménez, E. (1972). El Paleógeno del borde SW de la cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes. *Studia Geol.*, 3, 67-110.
- Jiménez, E. (1974). Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Bol. Geol. Min.*, 85, 518-524.
- Jiménez, E. (1975). Presencia de una fase de fracturación y de una discordancia preluteciense en el Paleógeno de Salamanca. *Estudios geol.*, 31, 615-624.
- Jiménez, E. (1977). Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de las provincias de Zamora. *Bol. Geol. Min.*, 88, 357-364.
- Leguey, S.; Casas, J. y Martín de Vidales, J. L. (1984). Diagenetic palygorskite in marginal continental detrital deposits located in the south of the Tertiary Duero Basin (Segovia, Spain). In: «Sepiolite-Palygorskite: Occurrences, Genesis and Uses» (A. Singer y E. Galán, eds.). *Developments in Sedimentology*, 37, 149-157.
- Mas, R.; Rodas, M.; Luque del Villar, F. J.; Fernández-García, P.; Garzón, M. G. (1988). Los niveles de encostramiento de la base del ciclo arcósico en el sector suroccidental de la cuenca del Duero. *II Congreso Español de Geología*, vol. 1, 127-130.
- Molina, E. y Blanco, J. A. (1980). Quelques précisions sur l'alteration du Massif Hercynien Espagnol. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 290, 1293-1296.
- Molina, E.; Blanco, J. A.; Pellitero, E.; Cantano, M. y Jordá, J. (1985). Esquema sobre la evolución del relieve del Macizo

- Hespérico en su sector castellano-extremeño. *Studia Geol.*, 20, 115-126.
- Rodas, M.; Luque, F. J.; Mas, R.; Fernández-García, P. y Garzón, M. G. (1987). Clay minerals evolution in Lower Tertiary detritic facies of the southeastern area of the Duero Basin. *Sixth Meet. Europ. Clay Groups (EUROCLAY'87)*, 462-464.
- Rust, B. R. (1979). A classification of alluvial channel systems. In: «Fluvial Sedimentology» (A. D. Miall, ed.). *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5*, 187-198.
- Schultz, L. G. (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. *U. S. Geol. Survey Prof. Pap.*, 391-C.

Recibido el 12 de mayo de 1988

Aceptado el 10 de enero de 1989