

LA DEGRADACION CUATERNARIA DEL PIEDEMONT DEL RIO YELTES (SALAMANCA)

A. MARTIN-SERRANO (1), M. CANTANO (2), P. CARRAL (3),
F. RUBIO(1) & R. MEDIAVILLA (1)

(1) Instituto Tecnológico Geominero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

(2) Dpto. de Geología y Minería. Fac. de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva.
21819. La Rábida (Huelva).

(3) Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. U.A.M. 28049 Cantoblanco (Madrid).

Resumen. El río Yeltes, tributario del Tormes y originario de la Sierra de la Peña de Francia, a la salida de ésta se enmarca en una orla de sedimentos aluviales de planta triangular, formados por rañas y terrazas fluviales. Pertenecen al piedemonte meridional de la fosa de Ciudad Rodrigo, edificado sobre una formación roja miocena que sella un relleno fundamentalmente arcósico atribuido al Paleógeno medio-superior.

El techo de este piedemonte que se prolonga hacia el interior montañoso, está constituido por un sistema de grandes conos aluviales con carácter de raña. Dichos abanicos están constituidos por sedimentos fluviales de alta energía, cuyo escalonamiento sucesivo en plataformas cada vez más alargadas, marcan el ritmo de la disección hasta la definición actual del río Yeltes. La franja de depósitos fluviales asociados, con sus rasgos cambiantes (sobre todo edáficos y de alteración), paralelamente a su evolución, se alarga desde los grandes abanicos iniciales hacia el límite septentrional de la fosa, donde se estrangulan por el encajamiento del río. Dicho estrangulamiento causado por el condicionamiento morfo y litoestructural ejercido por el sustrato en el trazado del río, define una situación cartográfica anómala en relación con otros piedemontes conocidos de la Meseta. Concretar la edad de los distintos episodios de su evolución es por el momento bastante problemática

Palabras Clave: Terrazas, piedemonte de la Meseta, incisión fluvial

Summary. The Yeltes river, is a tributary of the Tormes River and native of the Peña de Francia range mountains. At the exit of the Peña de Francia System the river is framed in a fringe of alluvial sediments of triangular plant, formed by rañas and fluvial terraces, belonging these to the southern piedemont of the Ciudad Rodrigo's basin, which is built on a red miocene formation that seals a filling fundamentally arkosic, attributed to the Middle-Upper Paleogene .

The upper part of this piedmont, which is prolonged toward the mountainous interior, is constituted by a system of big alluvial cones with the character of raña. These fans are constituted by fluvial sediments of high energy whose successive stepping in more and more lengthened platforms, mark the rhythm of the dissection until the current definition of the river Yeltes.

The fringe of fluvial deposits associated, with their changing features (mainly edafic and of alteration), in parallel to their evolution, lengthens from the big initial fans toward the northern limit of the grave, where they are strangled by the fitting of the river. This strangulation, caused by the morphological and lithostructural conditioning exercised by

the substrat in the layout of the river, defines an anomalous cartographic situation in connection with other well-known piedmonts of the Plateau. To sum up the age of the different episodes of their evolution is at the moment impossible.

Key Words: Terraces, piedmont of the Meseta, fluvial incision

1. Situación y contexto regional

La Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España) articula la *penillanura fundamental* de la Meseta española con el extremo occidental del Sistema Central Ibérico en su parte española que está determinado por las Sierras de Tamames, de la Peña de Francia y de Gata. Estas elevaciones transversas a la morfoestructura regional, constituyen en realidad relieves residuales señalados por las rocas más duras de la estructura hercínica. La fosa citada presenta disposición asimétrica, orientación general noreste-suroeste y un borde meridional definido por un escarpe de falla de trazado complejo. Por el contrario su límite septentrional es irregular, difuso y de orografía suavemente alomada. A partir de ese borde, se extiende la *ra penillanura fundamental* (Solé y Llopis, 1952). Su perfil nítido solo se interrumpe por algún relieve residual y el profundo encajamiento del Duero (Arribes) y de sus afluentes principales. Algunos de los ríos de su ribera meridional, Agueda, Huebra y Yeltes que proceden de estas sierras de la Cordillera, atraviesan la fosa (fig. 1).

El relleno de la fosa de Ciudad Rodrigo presenta un espesor irregular pero siempre mayor hacia su límite meridional, donde puede alcanzar valores superiores a los 400 m (Fernández Amigot, 1981). La compartimentación de la cuenca por paleorrelieves orientados NO-SE, es decir de dirección hercínica, determina ligeras diferencias en la sedimentación. Esta que se atribuye al Paleógeno medio-superior y al Neógeno tiene carácter arcósico y siliciclástico respectivamente, dando lugar a dos unidades litoestratigráficas fundamentales:

- Materiales arcósicos blancos atribuidos al Oligoceno (Polo *et al.*, 1987) que constituyen el relleno fundamental de la cuenca. Fosilizan paleorrelieves cuarcíticos alargados noroeste-sureste y presentan una configuración en bloques limitados por fracturas de dirección NNE-SSO.
- Depósitos siliciclásticos, conglomerados y fangos rojos discordantes sobre la unidad anterior atribuidos al Mioceno inferior (Cantano y Molina, 1987), forman una cuña de espesor variable (50-10 m) que se adelgaza hacia la fosa. Se interpretan como producto de la superposición de abanicos aluviales de sistemas trenzados con flujo al NNO. Su techo, muy plano, constituye la culminación del piedemonte.

El estudio de un segmento de ese piedemonte, o mejor de su estado de degradación actual, mediante el análisis de una cartografía detallada (fig. 2), es el objetivo del trabajo desarrollado a continuación.

2. El techo del piedemonte de Yeltes

Este piedemonte, ya anteriormente estudiado (Molina *et al.*, 1982; Jordá, 1983; Molina y Jordá, 1984), está centrado en el borde meridional de la fosa de Ciudad Rodrigo. En ese lugar aparecen los relieves rejuvenecidos durante la fragmentación alpina del Sistema Central de las terminaciones septentrionales de las sierras de la Peña de Francia (Hastiala, 1735 m) y de Tamames (Tintera, 1184 m). Ambos son relieves diferenciales a favor de la dureza de la cuarcita ordovícica que aflora en sendas estructuras sinclinales hercínicas. Se prolongan más allá, hacia el noroeste, apareciendo como relieves exhumados en el interior de la fosa terciaria tales como la sierra de Peronilla-Torrallba que determina la divisoria hidrográfica entre el río Agueda y el río Yeltes y la de Castillejo-Collado.

Estas sierras se alzan sobre un piedemonte poligénico que se inclina hacia la fosa desde los 1100 a 840 m. El techo propiamente dicho de este piedemonte está construido por los últimos abanicos fluviales rojos miocenos presentes entre los 1100 y los 850 m. Sin embargo, la inclinación general de este piedemonte,

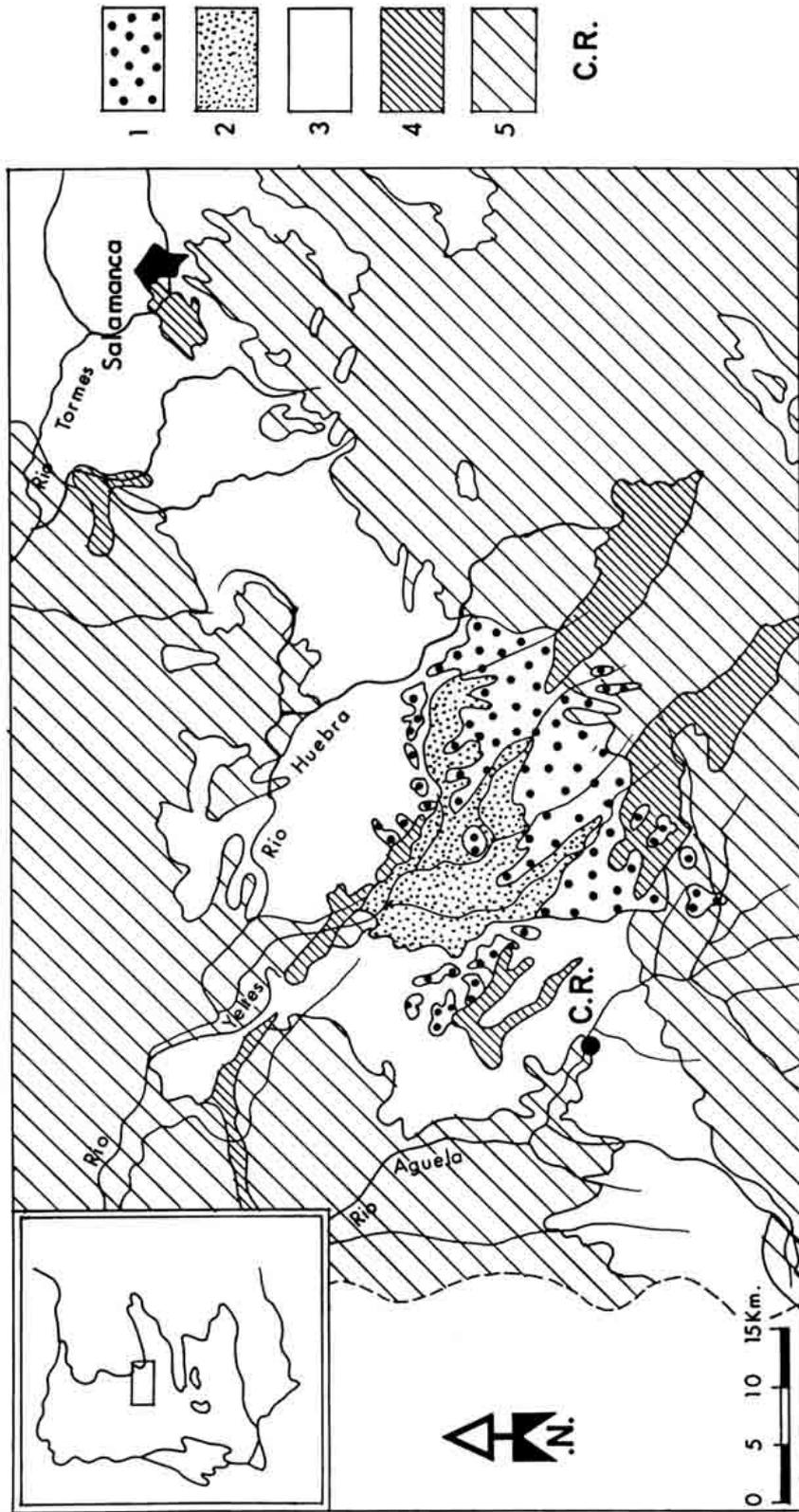


Figura 1. Situación general.
Leyenda: 1, Raña del Yeltes; 2, resto del piedemonte; 3, Cenozoico; 4, relieves cuarcíticos; 5, resto del basamento.
General situation. Legend: 1, Yeltes' Raña; 2, resto of pediment; 3, Cenozoic; 4, quartzitic ridges; 5, basament.

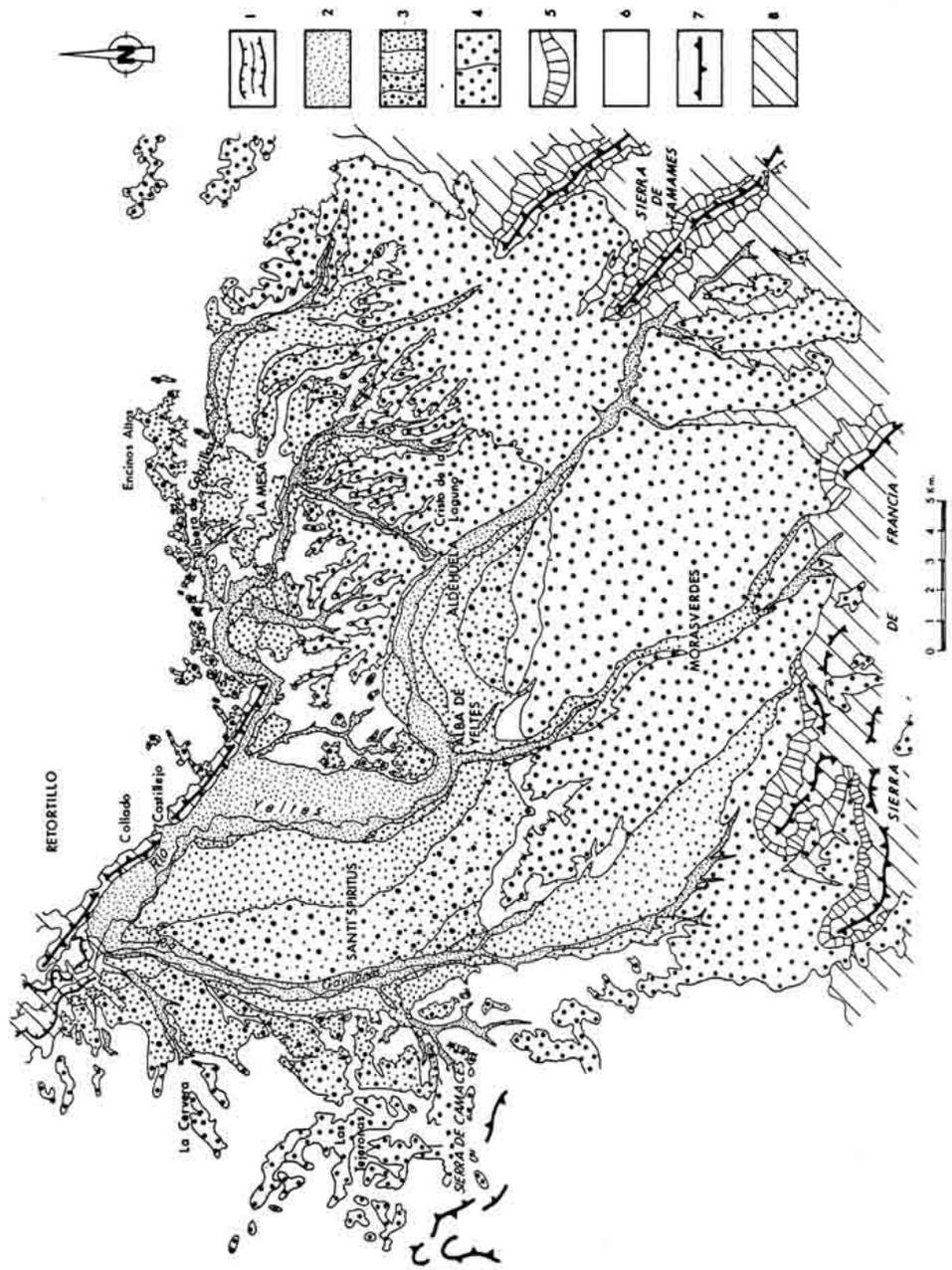


Figura 2. Síntesis cartográfica.

Leyenda: 1, incisión fluvial; 2, aluviones actuales; 3, terrazas; 4, rañas; 5, coluviones; 6, sedimentos paleógenos; 7, crestas cuaríticas; 8, basamento. Cartography synopsis. Legend: 1, fluvial incision; 2, recent valley fill; 3, terraces; 4, rañas; 5, colluvial deposit; 6, paleogene sediments; 7, quartzitic ridge; 8, basement.

aproximadamente un 2%, viene determinada por la degradación en planos aluviales de superficie triangular y alargados entre los 1050 y 840 m señalados como rañas (Molina y Jordá, 1984).

La Raña que en este lugar está definida por varias plataformas aluviales (Jordá, 1983), marca el inicio de la destrucción del piedemonte y de la jerarquización de la red fluvial hacia su situación actual. Constituyen altas superficies de gran planitud que penetran hacia el interior montañoso. En los valles interiores aparecen sedimentos neógenos rojos, restos de los mismos, o de las rañas superiores según una distribución que deja clara la coincidencia entre el sistema fluvial actual y el del Neógeno (Cantano, 1988). Estas llanuras aluviales colgadas enlazan con el interior montañoso mediante un piedemonte con alteritas ocreas que también puede afectar al techo de los abanicos rojos.

Aunque forman superficies triangulares que se emplazan en la mitad meridional de la fosa, pueden alargarse hacia el mismo borde septentrional en prolongaciones discontinuas que alcanzan cotas cercanas a los 820 m (Las Tejeronas). Las últimas digitalizaciones de las rañas alcanzan la Sierra de Camaces (Valdecarpinteros) y también el área del Cristo de La Laguna al norte de Aldehuela de Yeltes. En este último lugar la raña fuertemente incidida por barrancos, es un plano inclinado hacia el noroeste entre los 870 y 840 m. Tiene un borde septentrional suavemente degradado por la migración del Regato de la Fresneda y un límite suroccidental abrupto, prácticamente vertical, producto de la socavación lateral del río Yeltes, también migrante en el mismo sentido que el arroyo anterior. Más al norte los parajes de La Mesa (831 m) y de Encinos Altos (824 m) constituyen los últimos retazos de rañas del piedemonte que han quedado aislados del tronco principal por dos arroyos autóctonos (Regato de la Fresneda y Ribera de Cabrillas). Las cotas relativas de estas rañas en relación al curso del río Yeltes oscilan entre +50 y +30 m.

Los mejores afloramientos pueden observarse en los escarpes del Yeltes, frente a Alba de Yeltes. Están constituidos por sedimentos siliciclásticos de color ocre, superpuestos discordantemente sobre la formación de *conglomerados y fangos rojos* miocena, razón por la cual se han considerado como *series ocreas* en el sentido de Martín-Serrano (1989) con una edad estimada próxima al Neógeno superior (Cantano y Molina, 1987; Mediavilla y Martín-Serrano, 1988).

Su espesor, escaso e irregular, alcanza un máximo de 35 m junto al Cristo de la Laguna. Son depósitos multiseuenciales constituidos por gravas con estratificación cruzada en surco o planar, arenas laminadas y lutitas muy bioturbadas que se ordenan en secuencias positivas. Son propias de cursos fluviales de carácter trezado con flujo N 300 E.

Se trata de gravas, arenas y lutitas de composición siliciclástica caracterizadas por presentar colores ocreas. Su espesor oscila entre 5 y 20 m y presenta un distribución en parches. Su mejor representación se encuentra relacionada con el río Yeltes, en cuyos escarpes aparecen los mejores afloramientos de esta unidad. Su base es erosiva sobre cualquiera de las unidades terciarias que rellenan la fosa y su techo es una superficie mixta de sedimentación-erosión.

Su composición está constituida por cuarzo y fragmentos de cuarcita (dominante), fragmentos de esquistos, micas (biotita y moscovita), escasos feldespatos (potásico y plagioclasa) y algunas turmalinas y opacos. La fracción arcilla está compuesta por illita, caolinita, esmectitas e interestratificados (en orden decreciente de abundancia) junto con oxihidróxidos de hierro en forma de goethita.

Sedimentológicamente se presentan en bancos tabulares que se disponen en posiciones culminantes de la serie estratigráfica y en las proximidades de los relieves que actuaron de área fuente. Presentan espesores entre 1 y 3 m y longitudes superiores al kilómetro. Están constituidos casi exclusivamente por gravas (centil, 40 cm), relativamente pobres en matriz (*clast-supported*) ya que el sedimento ha sufrido un intenso proceso de lavado, acompañadas por escasas arenas. Las gravas, que forman una secuencia granodecreciente, son muy heterométricas, presentan estratificación cruzada planar y en surco muy tendida (en *sets* que raramente supera los 30 cm de espesor) o bien son masivas. Las arenas se suelen encontrar a techo de los bancos o bien como pequeñas cuñas entre las gravas; suelen ser masivas, con cantos dispersos en su interior, aunque en ocasiones muestran estratificación cruzada en surco. Tanto por su posición como por sus estructuras que indican un transporte por carga de fondo, se pueden interpretar como depósitos de mantos de arroyada fluvial ligados a un régimen hidráulico elevado.

Un cuerpo con geometría plano-cóncava aflora en relación al cauce actual del río Yeltes erosionando a los depósitos de las unidades terciarias precedentes. Su espesor máximo es de unos 5 m y su longitud muy variable en función de la sección que se observe. Son también gravas *clast-supported* (centil, 25 cm) con

poca matriz; forman una secuencia granodecreciente en la que se puede observar estratificación cruzada en surco y planar, de mayor potencia que en el caso anterior, mientras que los tramos masivos son escasos. Las arenas y lutitas son menos abundantes que en el caso anterior. Se interpreta estos bancos como resultado de la sedimentación por ríos trenzados proximales.

El conjunto de estos materiales muestra una serie de rasgos fundamentalmente edáficos entre los que cabe destacar la iluviación de arcillas, reorganización del plasma arcilloso, tinciones por oxihidróxidos de hierro y neoformación de arcillas (caolinitas). Son rasgos característicos que definen a las *alteritas ocreas* del Neógeno terminal (Martín-Serrano, 1988a, 1989), común en el basamento de la región zamorano-salmantina. Este tipo de alterita con importantes procesos de argilización (illita y caolinita) con segregaciones de goethita, implicaría en relación a la *alteración roja*, que caracteriza el Mioceno inferior-medio de aquella región (Martín-Serrano, 1988a), una mejora sustancial del drenaje en los perfiles. Este último tipo de alteritas tiene una estrecha relación con las rañas, tal como se ha puesto de manifiesto en regiones próximas (Martín-Serrano, 1989; Cantano, 1996). La aparición de suelos muy evolucionados sobre las plataformas aluviales más altas del piedemonte (rañas), está ligada a este proceso. Se desarrollan *luvisoles crómicos* con horizontes argílicos importantes y un tono general amarillento (Carral, 1992). Este tipo de suelos amarillos que aparecen en la zona intertropical, están asociados a climas predominantemente húmedos, sin periodo seco notable, y deben su color a la presencia de goethita, mientras que los suelos rojos deben su color a productos ferruginosos amorfos con un clima más estacional (Segalen, 1969, en Espejo, 1978). Es lo que sucede en este caso, pues estos suelos se desarrollan sobre los depósitos rojos del piedemonte, herencia de condiciones más estacionales que podrían cambiar a más cálidos y húmedos dando lugar tras la formación de los horizontes argílicos la ocreización del perfil.

3. Las terrazas y el drenaje actual

La transición de las rañas al drenaje actual se realiza mediante un desarrollado sistemas de terrazas suavemente escalonadas y solapadas, inclinadas hacia el NO y ajustadas al trazado sinuoso del río Yeltes antes de abandonar la fosa. La aparición de terrazas hacia el interior del piedemonte, que se realiza a través de los tributarios Gavilanes, Morasverdes y el propio Yeltes, es escasa y limitada a encajados, estrechos y alargados corredores que se pierden antes de alcanzar el frente de sierra siguiendo una orientación SE-NO. La confluencia fluvial determinada por el comienzo de la garganta del Yeltes en el granito, da lugar a una amplia llanura fluvial de más de 10 km de anchura en Sancti Spiritus. Los niveles se escalonan en unos 50 m de encajamiento agrupados en dos conjuntos principales: los inmediatos a las rañas (+40-60 m) y los próximos a la llanura fluvial actual (+5 -25 m).

—Entre las rañas y las terrazas que constituyen la planicie aluvial del Yeltes propiamente dicha, aparece restos de niveles intermedios, que tanto morfológica como estratigráficamente, constituyen elementos de transición. Actualmente son muy reducidos, aislados y con muy escasa continuidad superficial. Aparecen adosados a las series cuarcíticas como junto a Valdecarpinterios (850-830 m) o formando el interfluvio Agueda-Yeltes como el Teso de las Tejeronas (820 m), cuya continuidad hacia el norte se resuelve mediante una superficie de erosión-depósito en La Cervera (797 m).

Restos de terrazas altas también se localizan bordeando el Regato de la Fresneda-Ribera de Cabrillas colgados a unos +40 m sobre el río Yeltes (Valcabero, 790 m) y aún más al sur sobre este mismo río (Mesa Grande, 817 m) a +37 m. Las terrazas de la ribera oeste del río Gavilanes se asientan sobre arcosas blancas a 800-820 m de cota a +40-60 m sobre el cauce de dicho curso fluvial. Son gravas granosoportadas con centiles algo inferiores a las de las rañas (30 cm) con matriz aún más escasa. Su espectro litológico es cuarzo y cuarcita en las fracciones más gruesas, mientras que en la fracción arcilla, domina la asociación illita-caolinita.

Los cuerpos canalizados en que se organizan se amalgaman en un espesor máximo de 5m. Su organización interna muestra estratificación cruzada en surco y planar en *sets* de potencia decimétrica y cuerpos de arenas masivas o laminadas. Se interpretan como depósitos de canales trenzados.

En algunos lugares la transición desde la raña a los niveles de terrazas fluviales más modernos se realiza mediante glacis-terrazas. Suelen estar ligados a cursos fluviales secundarios tales como Arroyo

Caganches y Regato de la Fresneda. Sus rasgos litoestratigráficos son los atribuidos al resto de los depósitos antes mencionados.

—Las terrazas más modernas se asocian directamente a los ríos Yeltes y Gavilanes dando lugar a las planicies aluviales de Sancti Spíritus. Presentan gran continuidad y su desarrollo está limitado por las rañas del piedemonte al sur, el afloramiento del granito al norte y la alineación cuarcítica de Retortillo-Castillejo al este.

Todas las terrazas bajas se emplazan en el interfluvio de esos dos ríos principales y bordeando la ribera oeste del Gavilanes dan lugar a cuatro o cinco niveles solapados en escalones de menos de 2 m de escarpe. Todos presentan un gran desarrollo areal alargado que sigue el trazado fluvial con más de 25 km de continuidad en algunos casos. Entre estas terrazas y los trazados fluviales actuales, se establece una relación cartográfica directa que no existe en ninguno de los casos anteriores relativos a terrazas más antiguas. Toda esta secuencia desaparece al abandonar el sustrato arcósico de la fosa. Son niveles que se sitúan entre los 800-830 m hacia cabecera (este de Alba de Yeltes) y entre los 720-770 m sobre el paralelo de Retortillo. Hay un aumento global de cota relativa del sistema de terrazas bajas aguas arriba (de +30 a +50) que es consecuencia del proceso de incisión progresivo de los cauces hacia los Arribes del Duero, sobre todo manifestado a partir de su abandono de la fosa terciaria. La gran planitud y extensión de las terrazas determina la proliferación de áreas de drenaje deficiente en las que se producen encharcamientos temporales.

Como en los casos anteriores relativos a las terrazas más antiguas, constituyen formaciones tabulares de 5 m de espesor máximo y litoestratigrafía muy semejante a otras terrazas ya descritas. Son gravas clasosoportadas con centiles próximos a los 30 cm, acompañadas de bancos arenosos y limosos en cuerpos canalizados. Su espectro litológico sigue formado por cuarzo y cuarcita en las fracciones grava/arena/limo, es decir, siguen siendo materiales siliciclásticos pero con matriz limo-arcillosa en mucha menor proporción.

El drenaje que a lo largo de su evolución reciente se ha desplazado hacia el NE se ajusta en la actualidad a un paleorrelieve cuarcítico que cruza la fosa (Castillejo-Collado) que ha detenido su tendencia y dirige las aguas hacia el noroeste. Las planicies aluviales amplias y sin curso definido se ajustan a un sistema trenzado comparable a todas las que se han originado durante la disección del piedemonte. Los ríos Yeltes y Gavilanes tienen valles relativamente amplios (hasta 3 km en el Yeltes) y cauce cambiante con numerosos canales. Esta amplia llanura fluvial se estrangula al abandonar el sustrato arcósico de la fosa. El afloramiento del granito determina la aparición del fondo rocoso en el cauce y una fuerte incisión que progresa hacia el norte. Estos dos valles están constituidos por barras activas con crecimiento y alta movilidad coincidente con las épocas de avenida. Constituyen franjas de sedimentación muy importantes con acumulaciones de dos o tres metros de espesor constituidas por barras de gravas y arenas con escasa matriz, relativamente buena selección y un espectro litológico donde predomina la cuarcita y el cuarzo. Presentan gruesos centiles (superiores a los 50 cm) y una estructura interna dominada por imbricaciones y por estratificación cruzada. La aparición de sedimentos finos arenosos o limosos, ligados a procesos de decantación, es menos frecuente y en cualquier caso irregular y escasa.

El resto de los cursos fluviales que son autóctonos, presentan fondos de valle relativamente amplios para su categoría y su régimen hídrico. Son muy planos y alargados según direcciones de fracturación alpina preferentes donde el canal apenas presenta incisión.

Algunos de los suelos desarrollados sobre estas terrazas bajas contienen hidromorfismo (gleyzación y/o pseudogleización), debido al movimiento de aguas freáticas muy superficiales, en zonas llanas, con difícil salida externa y con oscilaciones estacionales (Gallardo y Molina, 1982; Carral, 1992; García, *et al.*, 1993). Los perfiles presentan: manchas de óxido-reducción y concreciones ferruginosas; texturas que varían desde arcillas pasando por francas a arenosas, con contrastes texturales muy acusados que facilitan el proceso de pseudogleización, pHs ácidos con tendencia a la moderación en superficie. Según la clasificación FAO (1991), estos suelos corresponden a Gleysols y Luvisols gleycos.

4. Discusión y conclusiones

Los mantos de Raña están ligados a la misma jerarquización de la red fluvial que las terrazas fluviales que las siguen. Unas y otras constituyen una misma secuencia continua perfectamente articulada con el drenaje actual, por lo que es de suponer que es la implantación de éste y su posterior evolución el que determina el tipo de piedemonte que se acaba de describir, mejor dicho, el modelo de degradación del mismo.

Es un modelo a grandes rasgos repetido en cualquier piedemonte descrito en la Meseta (Herail, 1979, 1984; Olive *et al.*, 1982; Martín-Serrano, 1988, 1992; Pérez González y Gallardo, 1987). Está culminado por grandes aplanamientos constituidos por llanuras aluviales colgadas que penetran hacia el interior montañoso y enlazan con él mediante un *pediment* con alteritas ocreas. Esas superficies tienen carácter de rañas y por esa razón una interpretación controvertida en relación a su pertenencia o no al propio relleno. Todo ello debido a su especial posición estratigráfica y morfológica (Martín-Serrano, 1988 a y b; 1991).

A partir de esa referencia culminante el modelo se repite: terrazas fluviales escalonadas y desarrolladas longitudinalmente según estrechas bandas paralelas al trazado de los ríos actuales. En mayor o menor grado ese modelado en disección siempre deja aflorar el piedemonte edificado mediante relleno sedimentario durante la etapa previa a la degradación del mismo que origina el sistema de drenaje fluvial vigente. Los depósitos que configuran las rañas y las terrazas del piedemonte del Yeltes, son también comparables con los de aquellos otros piedemontes con áreas fuentes análogas. Incluso los rasgos cambiantes más significativos que suceden durante su evolución, tales como los litoestratigráficos y sobre todo edáficos y/o de alteración presentan una resolución común correlacionable con la propuesta de Herail (1979) en el borde leonés de la Cuenca del Duero.

La peculiaridad del piedemonte actual del Yeltes en relación a otros que se han descrito en la región, radica en su definición cartográfica tan concreta y tan próxima al borde montañoso sin ninguna expansión o prolongación longitudinal en su periferia siguiendo el curso de su emisario fluvial más importante como ocurre comúnmente (fig. 3). Por un lado la coalescencia de los abanicos junto al borde montañoso (en origen, tectónico) y el retroceso de éste con el tiempo, da lugar a una zona apical poco definida; por otro, la orla de sedimentación más moderna, se presenta como una prolongación estrangulada de un sistema de terrazas en forma de abanico asimétrico. El resultado aparente es inverso; un área apical dispersa y una orla distal concretada en un punto por el estrangulamiento de la sedimentación (fig. 4).

El origen de esta disposición cartográfica es de naturaleza morfoestructural, entendida como tal el condicionamiento pasivo del contexto geológico regional en la evolución regional más reciente. Esta, que conlleva la degradación del piedemonte construido durante el terciario al rellenarse la fosa, está determinada por la intromisión del sistema fluvial Duero-Tormes en la misma. La gran diferencia altimétrica entre Los Arribes (130 m) y La Fosa (755 m en Sancti Spiritus) debería haber originado ya, en el momento actual, profundas disecciones en el piedemonte. La ralentización del proceso de incisión que lleva aparejado el desarrollo de amplias plataformas de sedimentación (llanura aluvial de Sancti Spiritus) en la etapa evolutiva más reciente que es con toda seguridad ya cuaternaria, se debe al cambio de su sustrato. El contraste litológico entre el relleno terrígeno terciario de la fosa y los duros materiales del macizo antiguo que aflora a partir de Retortillo, determina un cambio importante en el comportamiento del río Yeltes, y también consecuentemente en el paisaje fluvial, pues se sustituye una vasta llanura de sedimentación por una profunda y rocosa garganta. Aunque en el perfil longitudinal actual no se detecta (fig. 5) el punto en que el río abandonó la fosa ha supuesto un nivel de base local de tal forma que aguas arriba del mismo el río amplía su valle y sedimenta, mientras que aguas abajo, encajonado en el duro sustrato antiguo, el río solo puede incidir su cauce en referencia a la profunda incisión de los Arribes del Duero.

Las consecuencias más inmediatas e importantes de esta circunstancia se presentan a nivel cartográfico. Son:

- La destrucción de los niveles de *terrazas intermedias* por la divagación fluvial durante la última etapa de degradación del piedemonte
- El desarrollo de amplias superficies aluviales en las *terrazas bajas*.

Por otra parte, aunque no disponemos de datos suficientes, interpretamos que la mala definición poco contrastada e incompleta de las secuencias de alteración y/o edáficas en el sistema de terrazas, tan patentes

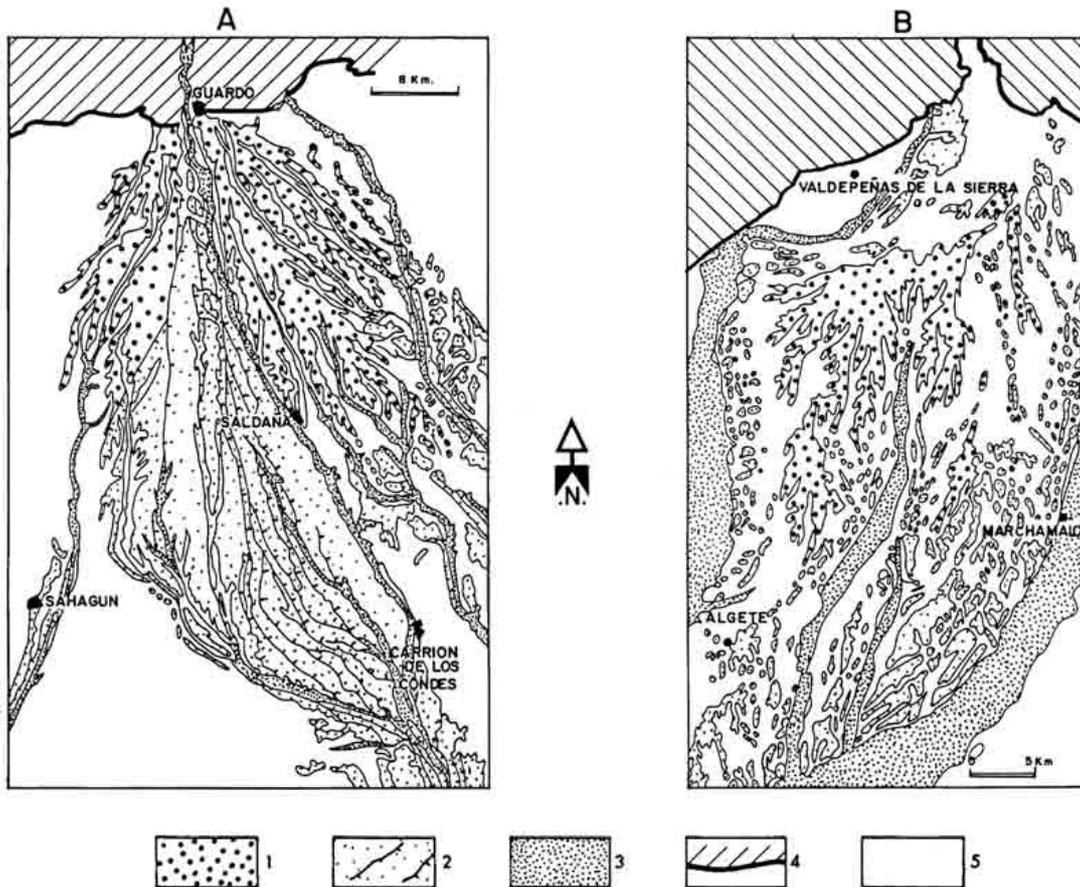


Figura 3. Los piedemontes de Guardo (río Carrión) y de Somosierra (río Jarama). Síntesis a partir de cartografía geológica a escala 1:50.000 (MAGNA) de Olivé, Portero, Olmo, Aragonés, Carreras, Molina y Gutiérrez (1978) y Gallardo, Pérez González, Portero y Olive (1982-83). Leyenda; 1, raña; 2, terrazas; 3, aluviones actuales; 4, área fuente y su borde; 5, Cenozoico.

Guardo's pediment (Carrion river) and Somosierra's pediment (Jarama river). Syntesis from geological cartographic (MAGNA, escala 1:50.000) of Olivé, Portero, Olmo, Aragonés, Carreras, Molina y Gutiérrez (1978) y Gallardo, Pérez González, Portero y Olive (1982-83). Legend. 1, raña; 2, terrazas; 3, aluviones actuales; 4, área fuente y su borde; 5, Cenozoic.

en otros piedemontes de la región, también hay que atribuirlos a su contexto morfoestructural y es que el desarrollo de secuencias edáficas en las terrazas, no se pone de manifiesto tan claramente como en otros piedemontes. La mala definición de la propia secuencia morfológica, es la causa principal e inmediata, pero también lo es la permanencia de las malas condiciones de drenaje hasta nuestros días. Ambos, edad y drenaje, son probablemente los factores que condicionan la evolución y madurez de esas series de suelos. Son ideas que deberán ser ratificadas con estudios edáficos sistemáticos futuros.

La determinación cronoestratigráfica de este proceso de degradación del piedemonte del Yeltes no es fácil. En principio hay que referirse a la cronoestratigrafía de las formaciones sedimentarias que rellenan la fosa edificando el propio piedemonte. Como es habitual solo existen escasas e imprecisas referencias paleontológicas realizadas además sobre afloramientos de la formación arcósica inferior. En base a las mismas (Jordá 1983; Polo *et al.*, 1987) el techo de dicha formación se atribuye al Oligoceno. De la unidad roja que constituye el piedemonte propiamente dicho, se piensa, por posición y correlación litoestratigráfica, que pertenece al Mioceno medio (Cantano y Molina, 1987; Cantano, 1996). La ambigüedad cronoestratigráfica del relleno de la fosa, plantea graves problemas a la hora de situar los procesos de degradación de la misma con la incisión fluvial. El episodio inicial de degradación, es decir el emplazamiento de

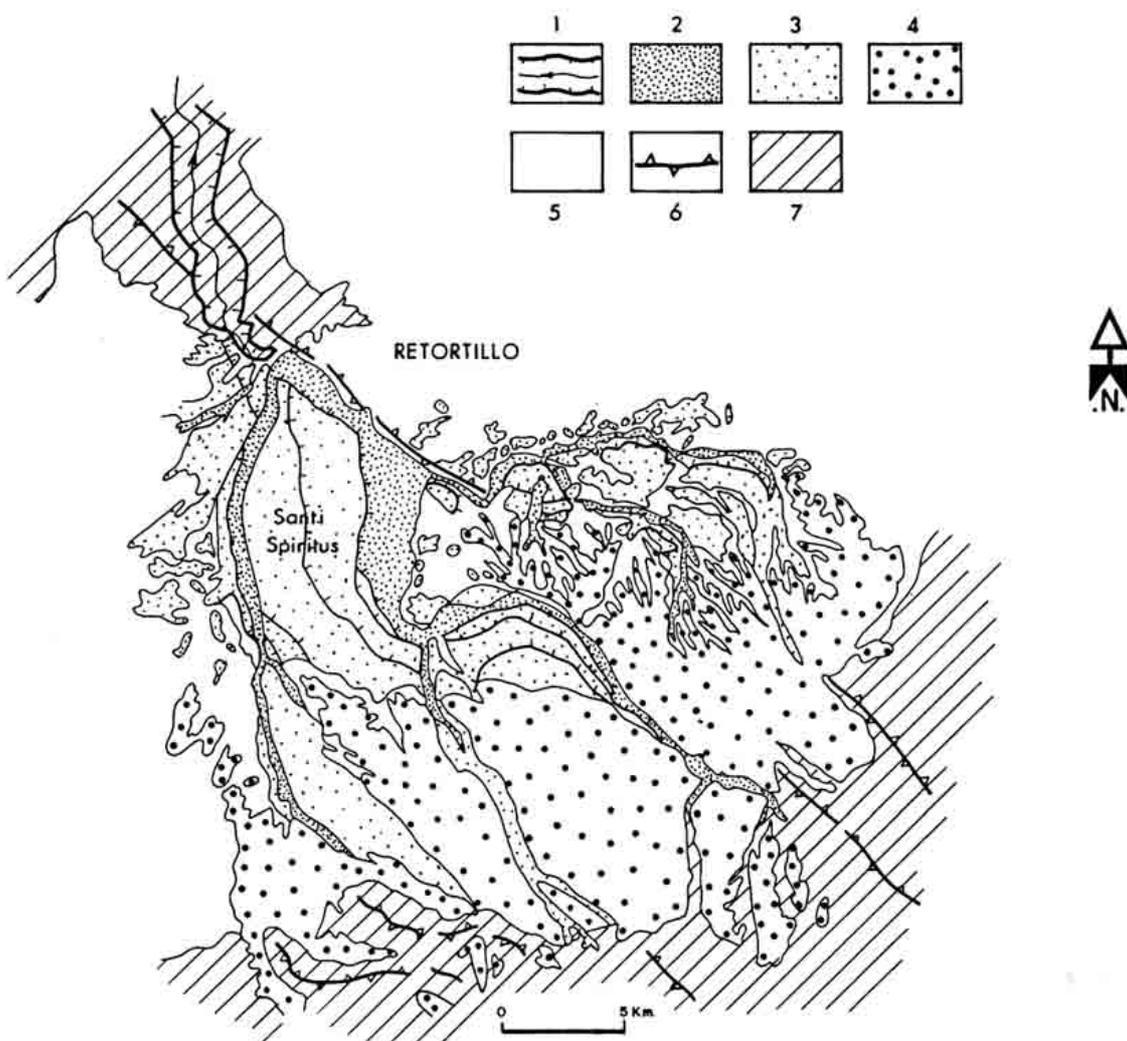


Figura 4. Principales elementos morfológicos del piedemonte del Yeltes. Leyenda : 1, incisión fluvial; 2, aluviones; 3, terrazas; 4, rañas; 5, relleno sedimentario paleógeno; 6, crestas montañosas; 7, basamento.
Morphological units of the Yeltes' pediment. Legend. 1, fluvial incision; 2, valley fill; 3, terraces; 4, rañas; 5, Paleogene sedimentary refill; 6, mountain ridge; 7, basement.

la Raña, se podría acotar en función de correlaciones morfológicas y alterológicas regionales (Martín-Serrano, 1988, 1989) al Neógeno superior-terminal. Desde esa etapa hasta la actualidad, el resto. De momento es imposible concretar más.

Agradecimientos

La cartografía y los datos en los que se basa este artículo, proceden de la realización del proyecto MAGNA del ITGE en la región. Nuestro reconocimiento a dicha institución.

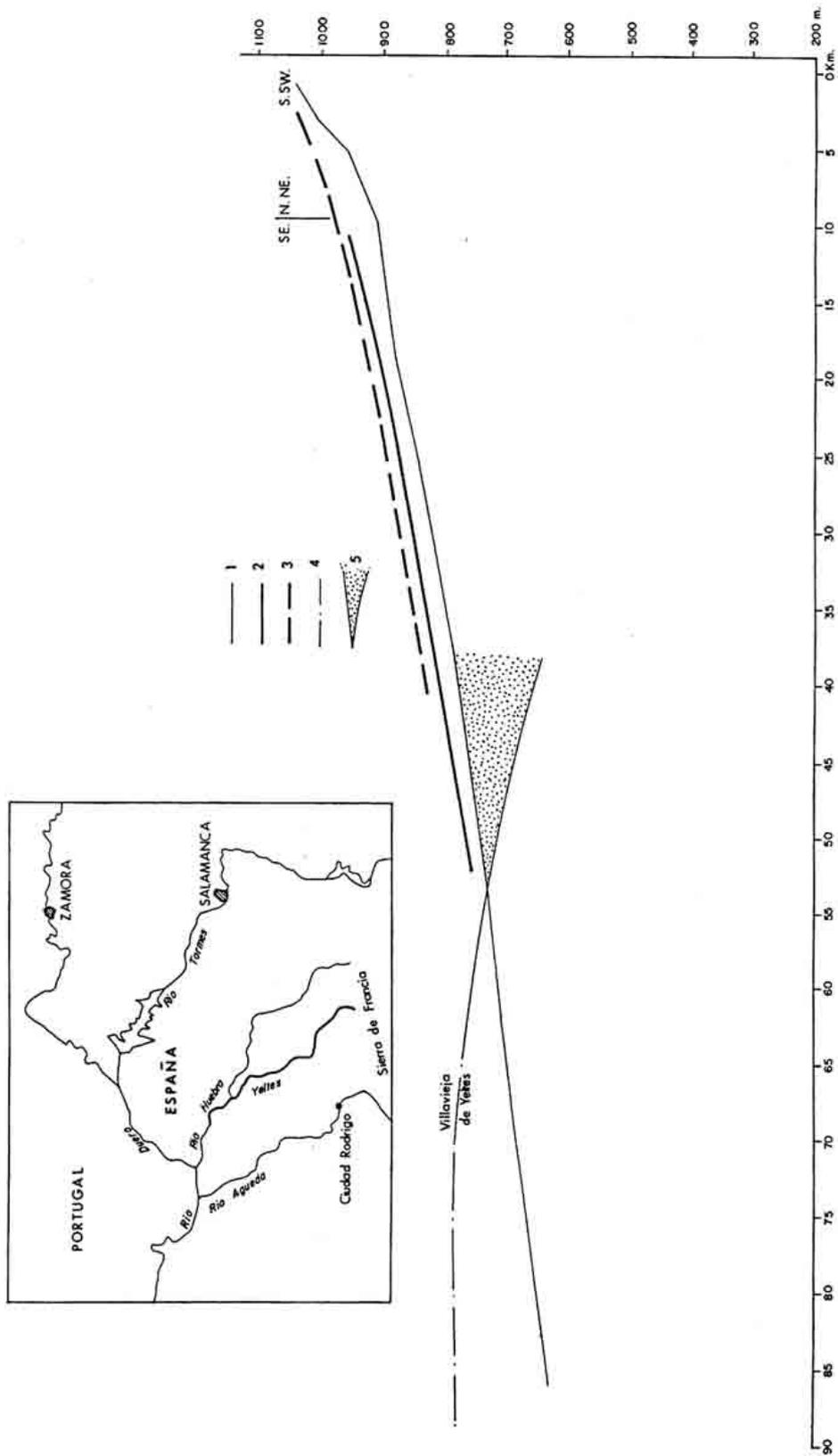


Figura 5. Perfiles longitudinales de los elementos morfológicos más significativos del piedemonte del Yeltes.
 Leyenda: 1, perfiles longitudinales del río Yeltes; 2, rañas; 3, terrazas bajas; 4, penillanura salmantina; 5, sedimentos cenozoicos de la Cuenca.
 Longitudinal profile of the more significant morphological elements of the Yeltes's pediment.
 Legend: 1, longitudinal profile of the Yeltes river; 2, rañas; 3, lower terraces; 4, salmantina peneplain basin Cenozoic sediments.

Referencias bibliográficas

- Cantano, M** (1988): Geomorfología de las Hojas nº 526 y 527, Serradilla del Arroyo y Tamames. *En: Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Hojas 526 y 527, Serradilla del Arroyo y Tamames. ITGE. Madrid.*
- Cantano, M** (1996): *Evolución morfodinámica del sector suroccidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo. Salamanca.* Tesis Doctoral. Univ. de Huelva, 277 pp.
- Cantano, M & Molina, E** (1987): Aproximación a la evolución morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Salamanca. España. *Bol. R. Soc. Española hist. nat. (Geol.)* 82, 87-101.
- Carral, M.P** (1992): *Informe edáfico para las hojas geológicas a escala 1:50.000 núms. 477, 501 y 502.* Información complementaria MAGNA ITGE (inédito)
- Espejo, R** (1978): *Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña del sector Cañamero-Horcajo de los Montes.* Tesis Doctoral. E.T.S.I. Agrónomos. Madrid
- Fernández Amigot, J.A** (1981): Prospección en investigación de yacimientos uraníferos en la provincia de Salamanca. *Tecniterrae*, 43, 45-73.
- FAO** (1991): *Mapa Mundial de Suelos.* Roma
- Gallardo, J.F. & Molina, E** (1979): Relaciones entre procesos edáficos y superficies morfológicas (vertiente Noroeste de la Sierra de Francia). 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico-mineros. IGME*, 6, 1, 211-223. Madrid.
- García, M.P., Forleza, J., Lorenzo, L.F. & Cuadrado, S** (1993): Análisis de los suelos de la Cuenca del Duero afectados por gleyzación. *Actas del XII Congreso Latinoamericano de la Cuenca del Duero.* 967-974.
- Heraül, G.** (1979): Les facies d'altération des terrasses alluviales de la moyenne vallée du Duerna (prov. de León); un exemple de l'évolution des nappes alluviales siliceuses du nor-ouest de la Vieille Castille. *Acta Geol. Hisp. Homenatge a Lluís Solé Sabarís*, 14,466-473.
- Heraül, G.** (1984): *Geomorphologie et géologie de l'or detritique. Piemonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne.* C.N.R.S.: 456 pp.
- Jorda, J.** (1983): Evolución morfogenética de la vertiente NO de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad-Rodrigo. *Revista provincial de Estudios (Salamanca)*, 8, 129-168.
- Martín-Serrano, A.** (1988a): Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña. *Congr. Geol. España, SGE, Granada*, 1, 395-398.
- Martín-Serrano, A.** (1988b): Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Plantamientos antiguos y tendencias actuales. *Bol. Geol. Min. España*, 99, 855-870.
- Martín-Serrano, A.** (1989): Características, rango, significado y correlación de las Series Ocreas del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Studia Geol. Salmanticensis*, 5, 239-252.
- Martín-Serrano, A.** (1991): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (3-4), 337-351.
- Mediavilla, R. & Martín-Serrano, A.** (1989): Sedimentación y tectónica en el sector oriental de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Terciario. *XII Congr. Español Sedim., Comun.*, 1, 215-218.
- Martín-Serrano, A., Blanco, J.A. & Mediavilla, R.** (1992): El valle del Tera. Geodinámica de un piedemonte neógeno. *Excursiones, III Congreso Geológico de España. Salamanca*, 279-289.
- Martín-Serrano, A., Santiesteban Navarro, J.I. & Mediavilla R.** (1996): Tertiary of Central System basins: *En: Friend, P. y Dabrio, C.J. (Eds.). Tertiary Basin of Spain world and regional series. Cambridge Univ. Press.* 255-260.
- Molina, E., Blanco, J.A. & Martínez, F.J.** (1982): Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). I Reunión sobre geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. *Temas Geológico-mineros, IGME*, 6, 2, 433-448.
- Molina, E. & Jorda, J.** (1984): Le piemont nord du «Sistema Central» espagnol dans la province de Salamanca. *Montagnes et Piemonts R.G.P.S.O.*, 157-164. Toulouse.
- Moreno, F.** (1990): Superficies de erosión y fracturas en el enlace entre la Meseta Norte y la llanura extremeña (Salamanca-Cáceres). *I Reunión Nacional de Geomorfología.* Teruel, 39-49.

- Olive, A., Portero, J.M., Del Olmo, P., Aragonés, E., Carreras, F., Molina, E. & Gutiérrez-Elorza, M.** (1982): El sistema de terrazas del río Carrión. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. *Temas Geológico-Mineros*, 6, 451-459.
- Pérez-González, A. & Gallardo, J.** (1987): La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta*, 2, 29-32.
- Polo, M.A., Alonso Gavilán, G. & Valle, M.F.** (1987): Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Stud. Geol. Salmantica*, 24, 229-247.
- Solé, J. & Llopis, N.** (1952): Geografía Física de España, In: TERAN, M. (ed.): *Geografía de España y Portugal*, 1, Muntaner y Simón, S.A. 487 pp. Barcelona.