LA DEFINICIÓN Y EL ENCAJAMIENTO DE LA RED FLUVIAL ACTUAL SOBRE EL MACIZO HESPÉRICO EN EL MARCO DE SU GEODINÁMICA ALPINA

A. Martín-Serrano (1)

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

RESUMEN

La actual organización fluvial de la Meseta se interpreta como Cuaternaria. Se fundamenta en la utilización del *Páramo* en las cuencas interiores y de la *Raña* en el zócalo como referencia. Sin embargo, ambos, y en especial esta última no deben ser utilizados como referencia cronoestratigráfica fija.

La arquitectura de algunos piedemontes estudiados demuestran que la *Raña* es un fenómeno policrónico que puede ser de bastante mayor antigüedad. Este argumento sumado a una serie de datos geomorfológicos y estratigráficos relacionados con el drenaje actual demuestra que éste pertenece a una red fluvial correlativa a la reorganización orográfica alpina del Macizo Hespérico.

Esta hipótesis de reorganización fluvial alpina y contínua hasta la actualidad explica fenómenos geomorfológicos tales como encajamiento, epigenia y sobreimposición sin necesidad de recurrir a convulsiones neotectónicas enmarcadas en una rápida reorganización fluvial pliocuaternaria. Su consecuencia fundamental es la eliminación de muchas terrazas fluviales del Cuaternario.

Palabras clave: Macizo Hespérico, Red de drenaje, Geomorfología de macizos antiguos, Cuaternario.

ABSTRACT

The present drainage pattern of the Meseta is interpreted as Quaternary in age. It is founded on two reference levels, the *Páramo* on inner basins and the Raña on basament.

The *Raña* is an alluvial formation which characterized the Hesperian landscape prior to its present/subpresent dissection. It has been attributed a Plio-Quaternary age, thus forcing all and every deposits associated to the Massif drainage system to be regarded as Quaternary. However, this formation which tops the marginal piedmonts in most Hesperian intermontane basins, is not a fixed chronological reference but, instead, it shows a dynamic, remarkable heterochrony which invalidates its usage as a chronologic marker. The structure of some of piedmonts proves that the *Raña* is a polycronic phenomenon and others geomorphological and stratigraphic items related with the Hesperian Massif alpine orographic reorganitation model, explains some geomorpholical phenomenons (dissection, epigene and superimposed process) withough appeal to neotectonic convulsions frame in a rapid Plio-Quaternary fluvial reorganization. Accordingly much of Quaternary fluvial terraces must be eliminated.

Key words: Hesperian Massif, Drainage pattern, ancient massifs geomorphology, Quaternary.

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: 337-351.

Martín-Serrano, A. (1991): The definition and dissection at the present time of the river system in Hesperian Massif in the gramework of alpine geodynamics. *Rev. Soc. Geol. España,* 4: 337-351.

1. LA DISECCIÓN DE LA RED FLUVIAL ACTUAL Y SU NIVEL DE REFERENCIA

El Macizo hespérico es un viejo zócalo que mantiene una relativa uniformidad topográfica. La inclinación general media, de un 0,3%, hacia el Atlántico es, según Solé (1983), la causa de la disimetría de su red fluvial. Esta inclinación general hacia el Oeste está frecuentemente obstaculizada por accidentes montañosos, casi siempre cordilleras periféricas, e interrumpida por un brusco desnivel antes de alcanzar el mar.

Si exceptuamos los grandes volúmenes topográficos creados por los movimientos alpinos en algunos lugares del macizo antiguo, lo más común es que la ma-

yoría de los desniveles importantes de este área de la Meseta estén originados por la incisión fluvial de la red atlántica, cuyo ahondamiento afecta sobre todo a los sectores más occidentales de la misma. Ligada a dicho ahondamiento progresa la acción erosiva sobre el Macizo Hercínico. Esta, en su remontada hacia el interior, ha destruido gran parte del rasgo morfológico más relevante del relieve hespérico, la *penillanura fundamental* (Solé, 1952), mientras que en los bordes occidentales de las cuencas interiores ésta aún es perfectamente reconocible.

Está generalizada la idea de que la última etapa de elaboración de la *penillanura* (poligénica) *fundamental* se desarrolló contemporáneamente al relleno de las depresiones internas de modo que su expresión final fue consecuencia de la colmatación de las mismas al final del Terciario. Las superficies correspondientes al techo de esos sedimentos que aisladas opiniones en lugares concretos consideran de erosión (Schwenzner, 1937; Molina y Armenteros, 1986) y sus correlativos aplanamientos, que afectan al zócalo de la periferia de esas cubetas, ha sido la referencia morfológica más invocada en los estudios geológicos ó geomorfológicos regionales. Es la antiguamente denominada, tanto en el Macizo Hespérico como en el resto de la Meseta, "penillanura o superficie finipotiense".

En la actualidad esta superficie finipontiense está disectada por los sistemas fluviales que drenan las cuencas interiores en su fluir hacia el mar. Obviamente, si se asume que la edad de los sedimentos terminales es finiterciaria, hay que atribuir una edad cuaternaria a la destrucción de ese elemento geomorfológico que afecta tanto a los terrenos blandos del Terciario en el interior de las depresiones como a los resistentes materiales del zócalo de sus bordes. En todas esas áreas la disección fluvial, es en consecuencia, el aspecto morfológico más destacable del Cuaternario, con un predominio tan marcado que el resto de los rasgos morfogenéticos apenas si son relevantes.

Las causas de la reorganización fluvial que provoca la disección de las cuencas interiores se han buscado en los procesos morfotectónicos, más concretamente en una fase tardía que promovió cambios orográficos al final del Plioceno, y en los cambios climáticos experimentados con la entrada del Cuaternario ya que debieron influir sobre la morfología fluvial produciendo importantes oscilaciones del nivel de base, cambiando la dinámica de los cursos y originando terrazas. Por eso el encajamiento de la red fluvial y los retoques glaciares y periglaciares de los bloques montañosos son los rasgos morfogenéticos más claramente señalados durante el Cuaternario.

En la literatura geológica, la reciente disposición fluvial implantada en las cuencas de la Meseta se suele hacer extensiva al resto de la misma, incluyendo el Macizo Hespérico, sobre todo en base al nivel de referencia morfoestratigráfico proporcionado por la Raña (Fig. 1); porque en el Macizo antiguo el valor del ahondamiento de los ríos no se cifra referido al techo de ninguna formación de posición cronoestratigráfica más o menos conocida, como es el caso del sedimento lacustre de los páramos castellanos, sino en relación a la superficie estructural definida por esta unidad conglomerática, también incluída entre los relictos del viejo paisaje "finineógeno" s.l. (sin ningún sentido cronoestratigráfico). Estos depósitos del techo de la mayoría de los piedemontes cenozoicos, para la mayoría de los autores independientes de la red fluvial actual, situados en la transición Neógeno-Cuaternario (Vaudour, 1979; Pérez González y Gallardo, 1987), y con unas connotaciones tectónicas y climáticas especiales, presenta una problemática muy compleja (Martín-Serrano, 1988 b) y de gran transcendencia que es la clave de cuanto se pretende tratar en este artículo.

2. EL PROBLEMA DE LA RAÑA

2.1. *La Raña, elemento principal del piedemonte terciario del Macizo Hespérico*

Las rañas son mantos conglomeráticos que aparecen en las áreas marginales de las cuencas o en las zonas perimontañosas del Macizo Hespérico. Siempre están presentes en los piedemontes que son propios del último episodio de relleno de las depresiones interiores de la Meseta. Sin embargo los puntos de vista sobre la posición y relación de la Raña con los piedemontes en

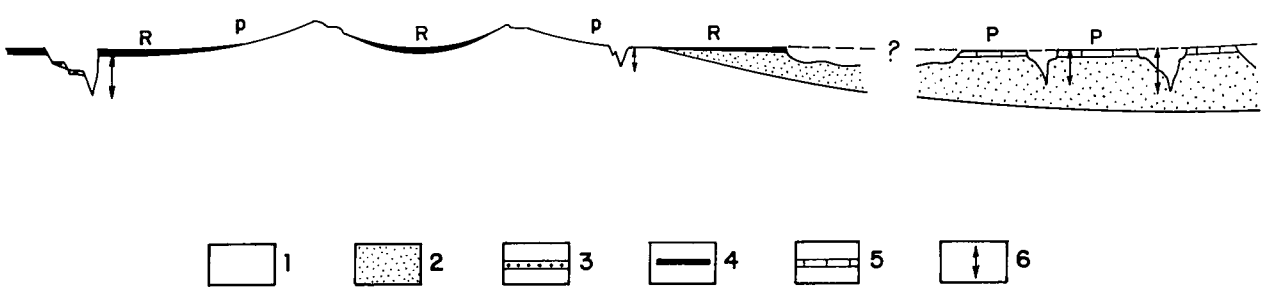

Fig. 1. Principales referencias del encajamiento de la red fluvial en la Meseta. Leyenda: 1, Macizo Hespérico; 2, relleno terciario; 3, pediment (p); 4, Raña (R); 5, Páramo (P); 6, valor del encajamiento referido a la Raña o al Páramo.

Fig. 1. The main, references of the dissection of the river system in the Meseta. Legend: 1, Hesperian Massif; 2, Tertiary fill; 3, pediment (p); 4, Raña (R); 5, Páramo (P); 6, importance of the dissection to refered to the Raña or the Páramo.

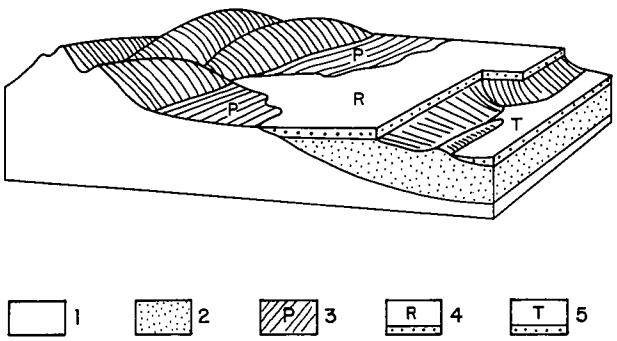

Fig. 2. Elementos morfológicos fundamentales de los piedemontes. Leyenda: 1, zócalo; 2, relleno terciario; 3, pediment; 4, Raña; 5, terraza.

Fig. 2. The basic morfological elements of the piedmont slope. Legend: 1, Basement; 2, Tertiary fill; 3, pediment; 4, Raña; 5, terrace.

los que se asienta no son siempre coincidentes. Para unos la Raña es un episodio con carácter cronoestratigráfico y diferenciado que se establece después de la edificación del piedemonte por lo que no necesariamente debe culminarlo (R_1). Por el contrario otro grupo de autores propugna la hipótesis de que la Raña está estrechamente ligada al episodio de colmatación de las cuencas (R_0) (ver Martín-Serrano, 1988 b) porque las rañas son plataformas constituídas por depósitos aluviales, organizados en cuerpos de planta cónica, coalescentes y muy planos que sellan el relleno, también aluvial, de los bordes de las cuencas. Estas plataformas de topografía llana se prolongan hacia el interior del marco montañoso mediante una superficie tipo *pediment* que trunca a los materiales del zócalo. En esos lugares de la Meseta ambas superficies (Raña y *pediment*) son elementos principales de su paisaje de colmatación. (Fig. 2).

Hasta aquí hay coincidencia del segundo grupo de autores con los trabajos más antiguos (ver Martín-Serrano, 1988 b) pues estos últimos consideraban también a la Raña como el techo de los piedemontes que bordean las cubetas. Las diferencias entre unos y otros consisten en que los antiguos consideran siempre el episodio de las rañas claramente diferenciado y separado del que determinan los sedimentos subyacentes por una significativa discordancia, mientras que en opinión de los autores más modernos, esa etapa, puede integrarse en continuidad con los sedimentos que constituyen el piedemonte mismo (Fig. 3).

La falta de buenas observaciones de campo es el gran obstáculo cuando se pretenden establecer relaciones entre lo que unos y otros entienden por Raña (R_0 y R_1) y el resto de piedemonte. En el borde occidental de la cuenca del Duero donde también existe esa dificultad, el estudio de la evolución dinámica de la totalidad del piedemonte constata que la más alta y marginal de las rañas s.l. (R_0), ubicada a techo de un relleno neógeno se ha considerado el episodio terminal del mismo, dado que toda la secuencia, presenta rasgos es-

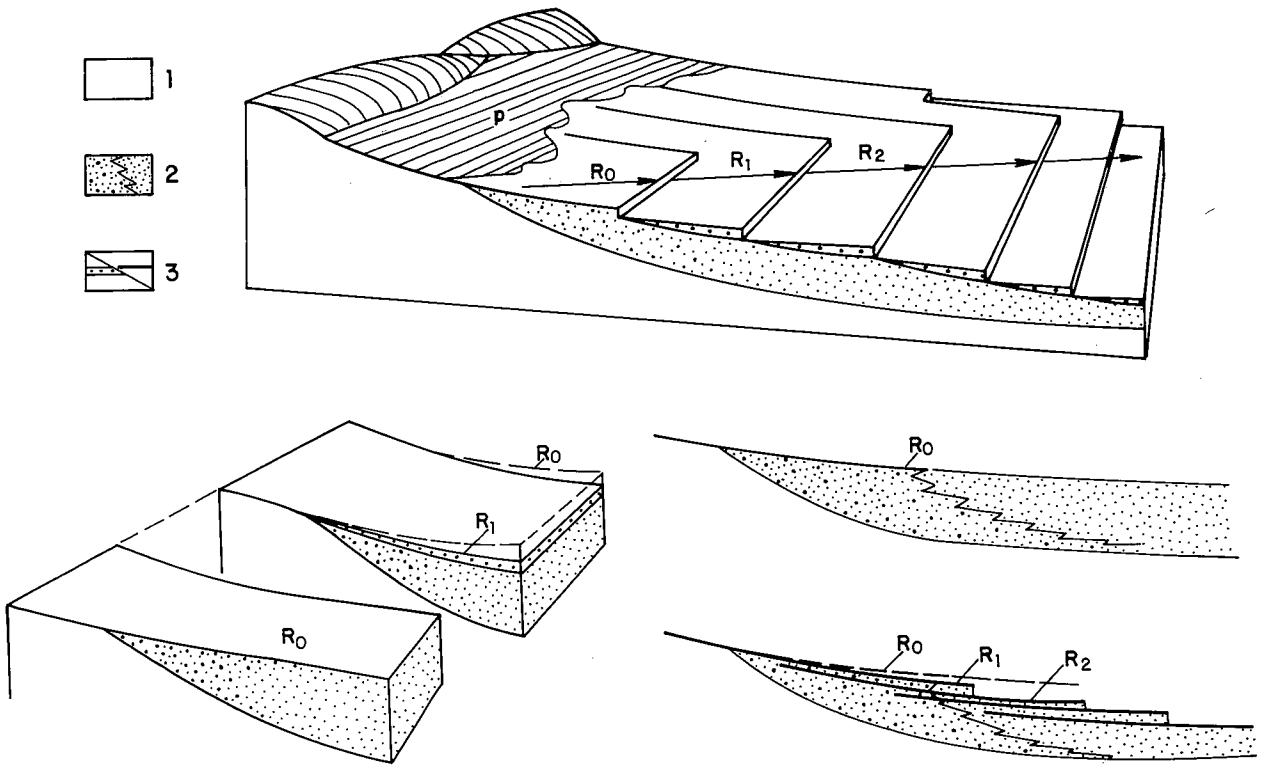

Fig. 3. Dos interpretaciones de la Raña culminando el piedemonte. Leyenda: 1, zócalo; 2, relleno terciario; 3, Raña; pediment (p); superficies culminantes (R_0, R_1).

Fig. 3. Two interpretations on the Raña culminating the piedmont slope. Legend: 1, Basement; 2, Tertiary fill; 3, Raña; pediment (P); culminating surfaces (R_0, R_1).

tratigráficos generales comunes, muy poco diferenciados entre sí y conformes con una determinada tendencia. Estos rasgos, propios de las *Series Ocres* (Martín-Serrano, 1989) que es la gran unidad terminal neógena que caracteriza todo ese borde de la Cuenca del Duero, son tanto petrológicos y mineralógicos (lo que supone entre otras cosas un área fuente y un grado de alteración de ese área fuente comunes) como sedimentológicos, muy parecidos. Su evolución secuencial no queda ni interrumpida ni alterada con la irrupción de la Raña (R_0), y en este sentido se puede asegurar que no existe más contraste o ruptura entre la Raña (R_0) y sus sedimentos subyacentes que entre dos secuencias de depósitos sucesivos de las Series Ocres. Esta es la razón por la que en trabajos recientes han sido separados distintos niveles de rañas tanto en estos como en otros lugares de la Meseta (Cantano y Molina, 1987; Pérez-González y Gallardo, 1987).

Con esta argumentación, la raña (R_0), en relación al resto de los depósitos inmediatamente subyacentes, no tiene más elemento diferenciador que el morfológico puesto que es el único depósito de todos aquellos que participan en la edificación del piedemonte que conserva su expresión morfológica original.

2.2. *La Raña como referencia inicial de la red fluvial*

Han sido varios los autores que han establecido relaciones entre la Raña y las terrazas fluviales (Leguey y Rodríguez, 1970; Espejo *et al.*, 1973; Herail, 1979); y es que cualquier estudio evolutivo de las mismas la tiene que tener inevitablemente como referencia. Lo cierto es que entre las litofacies de los sedimentos que constituyen esa alta superficie culminante y aquellas plataformas que inmediatamente se encajan en ella no existen apenas diferencias. Sin embargo si se comparan las altas plataformas del piedemonte (terrazas altas incluída la Raña) con niveles de aluvionamiento más bajos los cambios son importantes. Existe un paso gradual y progresivo durante el encajamiento apenas detectable en episodios sucesivos pero bien patente entre aquellos otros temporalmente espaciados. Este es el motivo por el que se ha intentado utilizar esos rasgos cambiantes como criterio para correlacionar los diferentes sistemas de terrazas fluviales. Estos son, entre otros, la asociación de minerales arcillosos, minerales pesados, la presencia de cantos rubefactados y, sobre todo, de forma genérica, la evolución edáfica y/o alteración.

Este planteamiento tiene una validez general pero múltiples casos particulares. Es posible que muchas de las variaciones estratigráficas y/o sobre todo sedimentológicas (calibrado, rodamiento, ordenamiento interno,...) sean indicativas del grado de jerarquización de la red fluvial que a su vez está determinada por otros factores como el régimen hídrico y especialmente por la propia evolución del encajamiento. Todas ellas son circunstancias que van a variar mucho de un sistema fluvial a otro y dentro de cada uno de ellos, de una zona a otra, pues son función de su posición en relación al nivel de base y a las áreas fuentes. Con la evolución de los rasgos mineralógicos y petrológicos puede ocurrir algo parecido pues variarán en base a su procedencia y por tanto solo serían comparables aquellos con área madre similar.

Estrictamente, el estudio de los sedimentos asociados a la disección fluvial debe hacerse para un mismo río, o mejor aún, para un mismo perfil transversal. Sin embargo, la evolución de sistemas fluviales distintos y alejados entre sí, solo puede ser comparable en sus rasgos más generales. De hecho la evolución de los minerales arcillosos, y en concreto la progresiva desaparición de la caolinita, parece ser común a muchas secuencias de terrazas de la Depresión del Duero (Leguey y Rodríguez, 1970; Espejo *et al.*, 1973; Herail, 1979). Para Herail (1976) lo fundamental es la existencia de un gradiente de alteración desde la alta plataforma aluvial (R_0) a la terraza más baja; lo que se manifiesta en la progresiva evolución de sus suelos, pardo lavados hasta las terrazas medias, lavados fersialíticos más o menos hidromorfos en las terrazas medias-altas, y suelos ferruginosos en las terrazas más altas y en la Raña (R_0). Conclusiones parecidas se han alcanzado en otros entornos de la Meseta (Vaudour, 1969; Olivé *et al.* 1982 y Gallardo *et al.*, 1987).

2.3. *El papel de la Raña en la articulación entre el relleno y el vaciado de las cuencas*

Todo lo anterior supone que la sucesión de episodios registrados por las terrazas fluviales tiene su prolongación, retrocediendo en el tiempo, más allá de ellas mismas; es decir, más allá de la disección "cuaternaria", en los depósitos que constituyen el borde sedimentario "neógeno". Por eso se deduce que la Raña, (R_0), a techo de ese piedemonte, puede ser la etapa terminal de su construcción pero también el episodio inicial de su destrucción (R_1). Precisamente por ello el carácter culminante que debería determinar la posición de la Raña, a techo de la pila de sedimentos de un área de sedimentación marginal de una cuenca, no suele ser muy fácil de precisar. Tal es así que, la distinción entre una plataforma original de colmatación y un relleno inicial del período de destrucción que lamina ligeramente la parte superior del piedemonte puede llegar a ser convencional (Fig. 4). Pero en cualquier caso como los rasgos estratigráficos, petrológicos y mineralógicos del conjunto de todos los sedimentos, tanto de los del piedemonte como de los que se asocian a su disección, no refleja cambios bruscos a lo largo del tiempo sino por el contrario una evolución progresiva, lenta y gradual, la Raña (R_0 ó R_1) desde ese punto de vista, solo es un eslabón más de esa cadena de episodios sedimentarios que constituyen conjuntamente la secuencia constructiva/destructiva de un borde de cuenca (Fig. 5).

La Raña representa pues una etapa de articulación de dos sucesiones de episodios sedimentarios con sentido opuesto ya que uno se enmarca en un relleno (se-

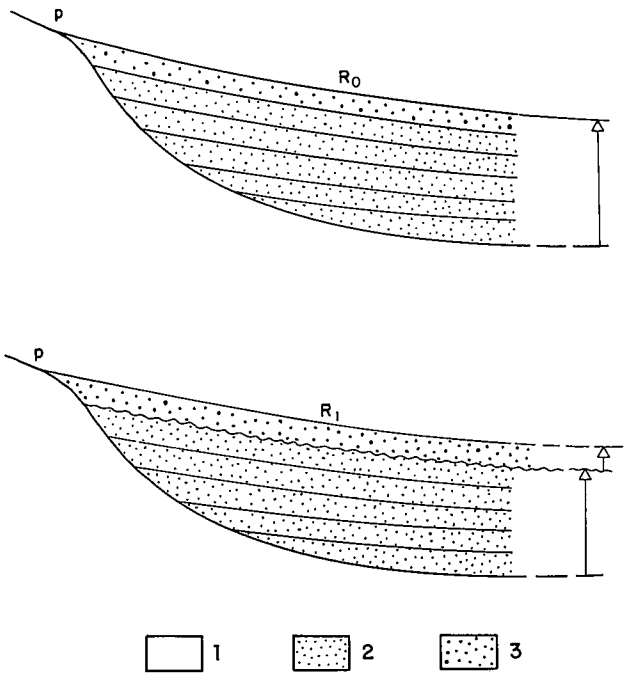

Fig. 4. Explicación gráfica de la conservación del carácter culminante de la Raña cuando ésta se incluye ya en las etapas de degradación del piedemonte. El emplazamiento de la Raña (R_1) conlleva la desaparición del sediplano de colmatación (R_0) por laminación del techo del relleno sedimentario. Leyenda: 1, zócalo; 2, relleno terciario; 3, rañas (R_1, R_2...) y terrazas.

Fig. 4. Graphic explanation of the conservation of the Raña's culminating character, when the Raña is already included in the Piedemont's degradation stages. The Raña's (R_1) location implies the disappearance of the filling up sediment (R_0) due to the erosion of the top of the sedimentary fill. Legend: 1, Basement; Tertiary fill; rañas (R_1, R_2...) and terraces.

dimentogénesis) y otra en una disección, (gliptogénesis). Se trata por tanto de un punto de inflexión en la evolución de cada cuenca, el cual no tiene por qué implicar ningún tipo de ruptura climática y/o tectónica inmediata, que es lo que siempre se ha dicho.

Por una parte los indicios paleoclimáticos, alteritas incluídas, impresos en la Raña y en los depósitos temporalmente inmediatos a ella, tanto previos como posteriores, no muestran saltos bruscos. Las relaciones, estratigráficas en unos casos y las petrológicas y mineralógicas siempre, parecen indicar que la climatología no ha sufrido durante ese intervalo de tiempo ninguna ruptura significativa. Por otra, la falta de rasgos morfotectónicos significativos entre los piedemontes y sus bordes montañosos, y la poca relación de las rañas con las grandes líneas de fracturación del zócalo son argumentos contrapuestos para una interpretación tectónica de las mismas. El piedemonte finineógeno del que forma parte suele constituir un paisaje maduro que no concuerda con las pretendidas implicaciones morfotectónicas atribuídas a ese evento pues no proliferan los escarpes netos, las hombreras colgadas ni ningún otro rasgo que sugiera algún tipo de actividad tectónica reciente, relativamente importante y, sobre todo, generalizada. Por el contrario, los contactos con la montaña, sinuosos e irregulares, más parecen el resultado de una erosión diferencial que ensancha viejos valles terciarios. Las rañas se asocian a relieves, generalmente divisorias de aguas actuales, independientemente de que esas elevaciones constituyan volúmenes configurados por fracturación alpina, o como suele ser más frecuente correspondientes a relieves diferenciales como es el caso de los Montes de Toledo.

La idea de que la Raña constituye una etapa independiente y con implicaciones tectónicas y/o climáticas diferenciadas del resto del piedemonte, se ha definido, entre otros motivos, en base al frecuente carácter "progradante" de la misma pues es normal que el emplazamiento de muchas de ellas suponga una generalización de las litofacies gruesas en relación con los depósitos subyacentes del piedemonte. Es un hecho sucesivamente repetido en cada una de las plataformas aluvionares en que se estructura la disección en relación con su aterrazamiento inmediatamente anterior. Las terrazas más modernas siempre alcanzan áreas más distales que las que las preceden. Pero ese avance de litofacies gruesas, entendiendo por tal el mantenimiento de esos conglomerados en cada una de las terrazas, hay que entenderlo encuadrado en un contexto geomorfológico. Es una progresión, si así se admite, que avanza paralela a la evolución de la red fluvial (Fig. 6). Es un carácter "progradante" ligado al propio proceso de la disección, con la cual se invirtió el sentido evolutivo del borde de la cuenca (relleno/vaciado).

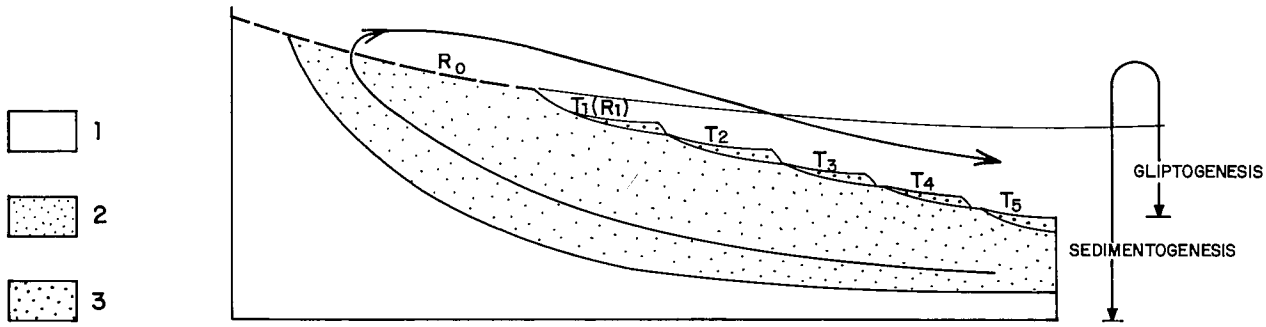

Fig. 5. La Raña en el techo del piedemonte. Elemento morfográfico que articula dos tendencias opuestas. Leyenda: 1, zócalo; 2, relleno terciario; 3, rañas y terrazas.

Fig. 5. The Raña in the piedemont slope top. Morphografic element which articulates two opposite trends. Legend: 1, Basement; 2, Tertiary fill; 3, Rañas and terraces.

Admitiendo tales planteamientos, ¿se pueden mantener las hipótesis que suponen para la Raña, es decir para las más altas plataformas aluviales, condiciones tectónicas y/o climáticas particulares?. Esas condiciones especiales conferidas en función de su carácter "progradante" y erosivo que las distinguirían de los episodios previos y constructivos del piedemonte, son sin embargo semejantes a las etapas que siguen a continuación, durante la destrucción del mismo. Es indudable que si esas condiciones especiales han sido inducidas por particularidades climáticas o tectónicas, estas se han tenido que mantener durante la evolución del encajamiento fluvial. Desde luego no pueden hacerse exclusivas a los momentos iniciales de la disección ligándolas al emplazamiento de la Raña.

La insistencia en buscar explicaciones tectónicas está en el hecho de que se ha creído ver en ese carácter progradante marcado por la generalización de los mantos aluviales a techo de los piedemontes, y en el propio encajamiento fluvial posterior, los efectos de un levantamiento de todos los bordes montañosos o bien el basculamiento del bloque meseteño hacia el Oeste. Son soluciones insuficientes en sí mismas siempre y cuando no supongan una reorganización importante del relieve, lo que parece muy poco probable en base a argumentos morfoestructurales tanto en el Macizo Hespérico como en las propias cuencas donde los sedimentos que las rellenan deberían presentar mayor grado de deformación.

Desde aquí se propone una hipótesis sencilla: *la captura* sin más, sin que infieran en ella condiciones tectónicas y climáticas extraordinarias. Porque, el que suceda este hecho supone un cambio de gradiente que debe ser en sí mismo suficiente para explicar, tanto el progresivo avance como el encajamiento de los sucesivos mantos aluviales.

Como puede suponerse, este cambio de energía potencial no tiene por qué imputarse inevitablemente a la tectónica ni a una crisis climática. Por el contrario en el caso de que estos supuestos sean ciertos lo que inevitablemente debe ocurrir es que estén acompañados por una captura ya que simultáneamente a ellos se inicia el vaciado de la cuenca sedimentaria. La captura en sí misma es suficiente porque simplemente *el cambio de régimen* de la Cuenca, *de endorreico a exorreico supone* también un cambio en el nivel de base y por tanto *del incremento de gradiente de energía del flujo* (Fig. 7). La consecuencia retardada de este aumento de energía potencial es la progresiva incisión de la escorrentía periférica en la depresión interior provocando el avance de los sucesivos mantos aluviales cada vez más encajados.

2.4. *Los tipos de sedimetación terciaria periférica en el interior del Macizo Hespérico*

Los piedemontes cenozoicos que salpican la geografía hercínica no siempre presentan la misma arquitectura. Esta circunstancia ha contribuído aún más a incrementar el confusionismo existente en torno a la Raña, techo por excelencia del piedemonte terciario del Macizo Hespérico (Martín-Serrano, 1988c). La diferencia entre unos y otros piedemontes, construídos por una secuencia de grandes unidades litoestratigráficas en sucesión temporal invariable, radica solo en su disposi-

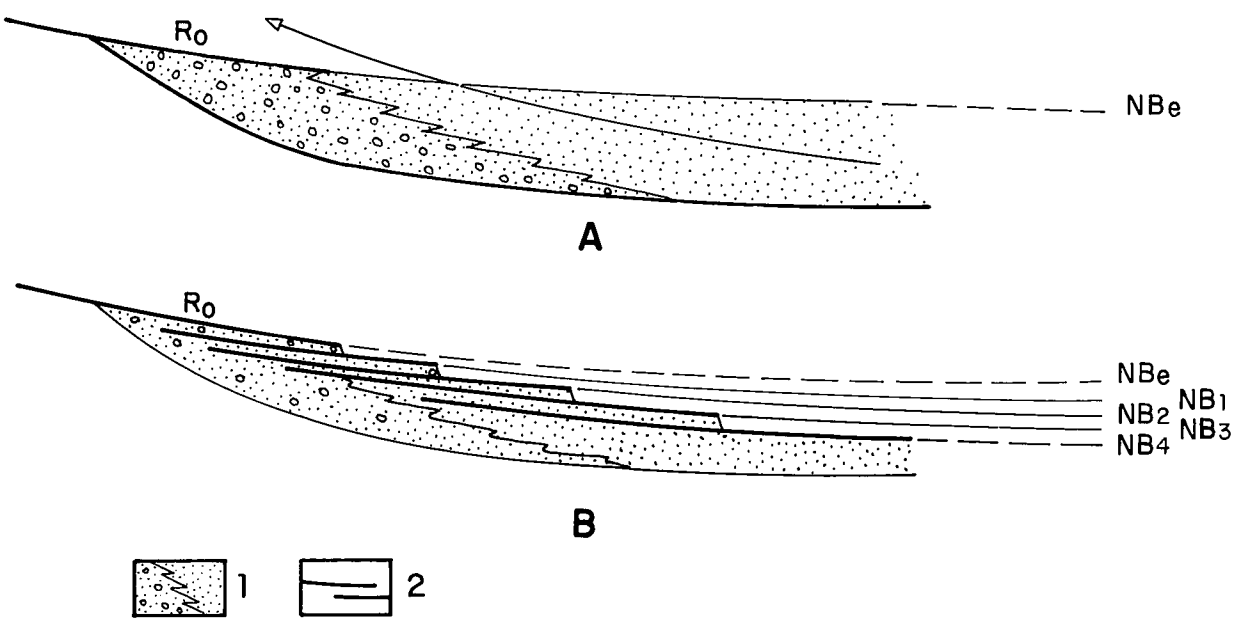

Fig. 6. Las dos tendencias secuenciales de la sedimentación en los piedemontes en el curso de su construcción (A) y durante su destrucción (B). Leyenda: 1, secuencia de relleno; 2, láminas de sedimentación relacionadas con la disección; (Ro), sediplano de colmatación, Raña; NBe, nivel de base durante la colmatación; (NB1...), sucesivos niveles de base locales en el curso de la disección.

Fig. 6. The two sedimentary sequential trends in the piedmonts during its formation (A) and during its destruction (B). Legend: Sequency of filling up; 2, sedimentation sheets related to the dissection; (Ro) sediment of fillings; Raña; NBe, Basal level during the filling up; (NB1...), subsequenty basal levels during the dissection course.

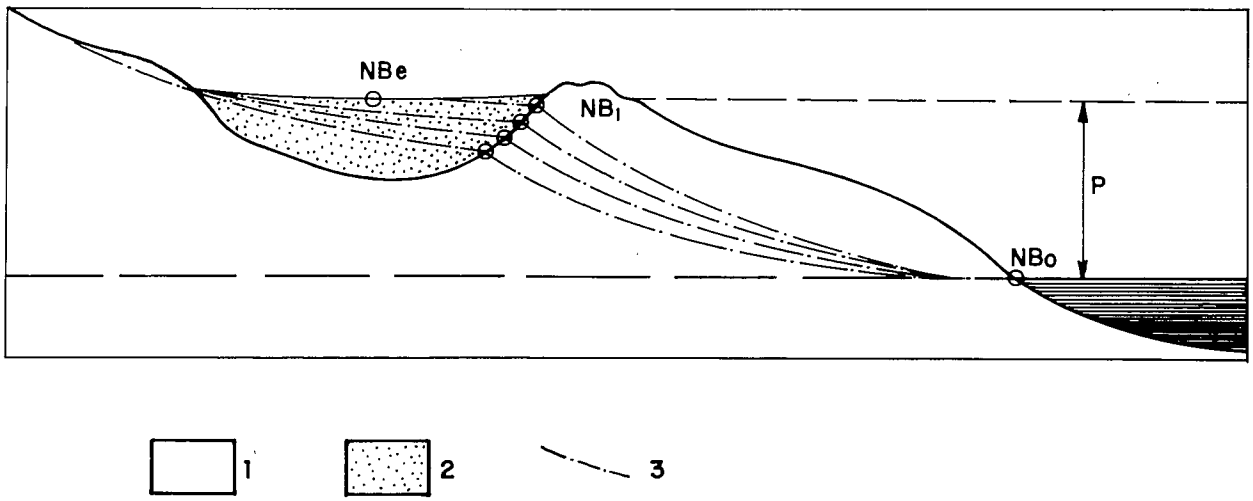

Fig. 7. Relaciones entre los niveles de base de una cuenca durante las etapas endorreica y exorreica de su evolución (relleno y vaciado). Leyenda: 1, zócalo; 2, relleno terciario; 3, sucesivos perfiles longitudinales de la red fluvial emisaria; NB_0, nivel de base general referido al mar; NB_e, nivel de base de la cuenca durante su colmatación; NB_1, niveles de base locales de la cuenca durante su etapa exorreica.

Fig. 7. Relationship between the basin basal levels during endorreic and exorreic stages of their evolution (filling up and hollow). Legend: 1, Basement; 2, Tertiary fill; 3, longitudinal profiles sucessives of the emissary river system; NB_e, general basal level refered to the sea level; NB_1; local basal levels of the basin during its exorreic stage.

ción morfoestructural. Una estructuración que solo depende del momento en que cada situación finalice la construcción del piedemonte (Martín-Serrano, 1988c). Todos los piedemontes muestran rasgos evolutivos generales comunes pero presentan situaciones diferentes que exclusivamente responden al momento en que finalizó su construcción y comenzó su degradación,(Fig. 8).

Algunos bordes hespéricos presentan un registro sedimentario bastante completo y en base a ello se han podido establecer los rasgos más significativos de su evolución (Martín-Serrano, 1988a). Esos mismos rasgos pueden reconocerse también en otros piedemontes cuyas diferencias resultan principalmente de una interrupción más temprana de su construcción. De hecho la sucesión estratigráfica es a grandes rasgos bastante similar en todas las cuencas del Macizo Hespérico, y la diversidad que presentan, es fundamentalmente morfológica y debida principalmente a la diacronía en la captura de las diferentes cuencas o distintos sectores de una misma cuenca (Fig. 9).

3. LA RED FLUVIAL

3.1. *Algunos datos geomorfológicos y estratigráficos*

En los bordes hespéricos de las cuencas interiores de la Meseta, la red fluvial actual sigue los viejos trazados del endorreismo terciario. Ejemplos significativos se han señalado en el borde occidental de la Cuenca del Duero, en su mitad septentrional, por ser una zona con viejos relieves diferenciales. A partir de su génesis, probablemente en los albores del Terciario (García-Abbad y Martín-Serrano, 1980), estos surcos apalachianos han sido vía permanente de escorrentía sin que desde entonces hayan supuesto grandes variaciones en este sentido. Así se ha manifestado repetidamente en el Neógeno medio-superior del borde zamorano-leonés (Pérez-García, 1977; Corrales *et al.*, 1983; Herail, 1984 a y b; Martín-Serrano, 1988a, 1989) y también en otras formaciones más antiguas tales como las Series Rojas miocenas (Martín-Serrano, 1988a) o el *siderolítico* paleoceno (Corrochano, 1977; Martín-Serrano, 1988a). En el Sur de ese mismo borde donde el control de los paleorrelieves está fundamentalmente determinado por la fracturación, existe un comportamiento bastante parecido. Su caso más significativo quizás sea el propio Tormes que busca su salida a través de un viejo surco relleno de materiales terciarios, por el mismo camino que ya lo tuvieron los flujos fluviales que dieron lugar a estos últimos: el corredor tectónico determinado por el accidente de Alba-Villoria en su prolongación meridional.

Por lo general la red hidrográfica se acomoda a la estructuración hercínica y solo la corta, breve y accidentalmente, aprovechando fracturas transversas. Se originan así estrechos, pasos o portillos muy frecuentes en todo el Macizo Hespérico, especialmente en el trazado de los grandes rios. Distintas circunstancias, entre otras el que alguno de estos estrechamientos hayan quedado colgados, que en ellos no se acuse un aumento local de la pendiente y que perduren restos de antiguos aluviones adosados a dichas gargantas, revelan que tienen una vieja ascendencia con un origen que según Hernández Pacheco (1956) podría remontarse al Mioceno Medio.

El recorrido inicial del río Guadiana por el Macizo Hespérico, es decir el segmento entre Luciana y el Portillo de Cíjara es, en opinión de Hernández-Pacheco

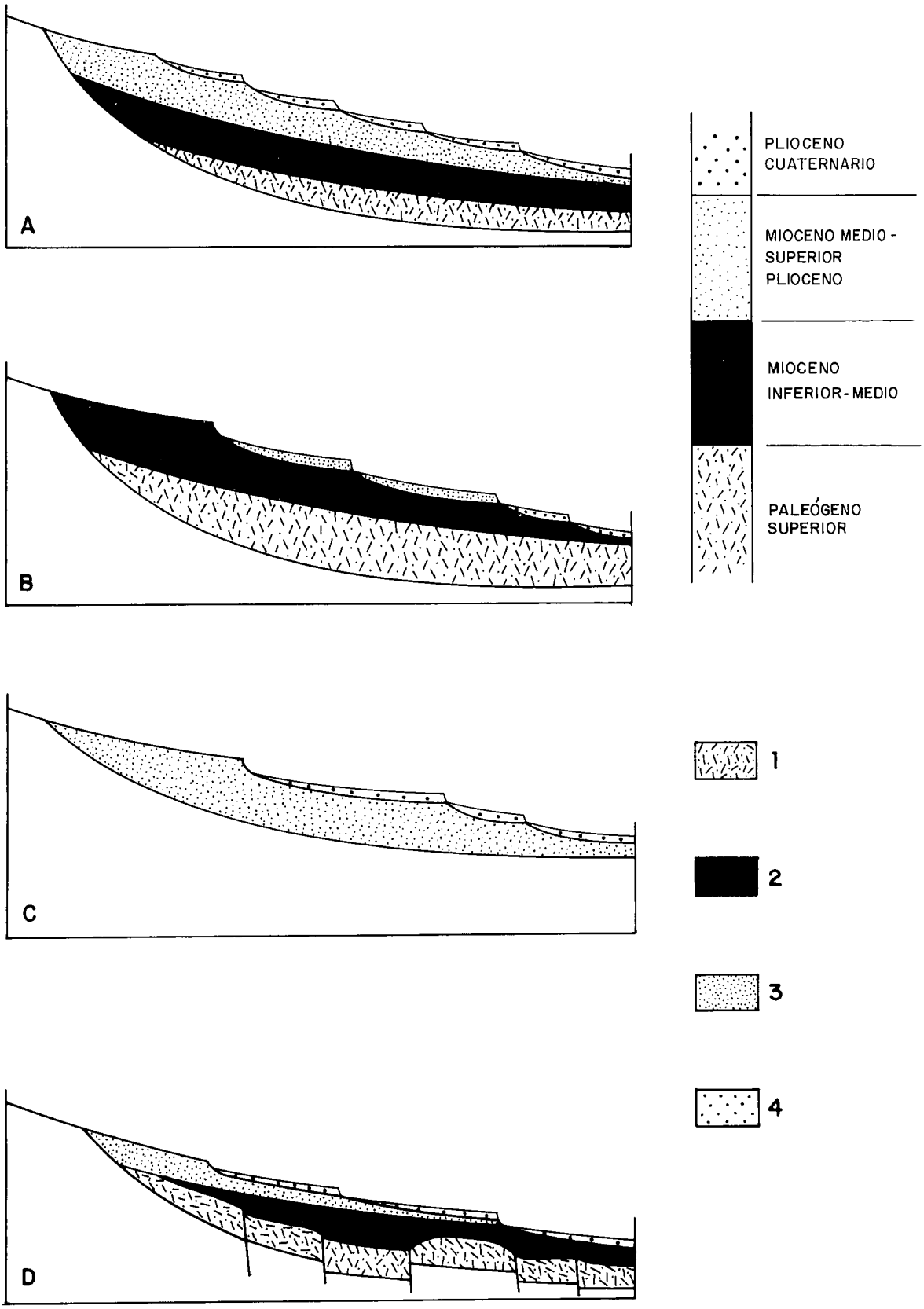

Fig. 8. Columna general idealizada del relleno de las cuencas del Macizo Hespérico referida a sus sectores marginales y cuatro ejemplos distintos de piedemontes, el último de ellos (D) afectado por una interferencia tectónica, pero con la misma secuencia sedimentaria. Leyenda: 1, serie arcósica; 2, series rojas; 3, series ocres; 4, sedimentos recientes.

Fig. 8. Idealized general column of the filling up process of the Hesperian Massif basin; refered to its marginal sectors and four different instances of Piedemonts. The last one (D) it is affected by a tectonic interference but with the same sedimentary sequence. Legend: 1, arkosic series; 2, red series; 3, yellow series; 4, recent sediments.

y Cabañas (1952), un tramo fluvial de clara ascendencia pliocena y resto de un gran río que acomodándose a la estructuración hercínica debía ser tributario del Tajo al correr hacia su actual dirección y a mayor altitud. Suponen con ello que la apertura definitiva del portillo, un estrecho paso a 350 m de altitud abierto por el río en una potente barra de cuarcitas, se produce al final del Plioceno debido a fenómenos complejos tectónicos y erosivos dando lugar a una modificación del drenaje y originando un río que corría hacia el SW a través de la llanura extremeña. Para Hernández-Pacheco (1956) el desarrollo de la Raña, que también se la relaciona con estos eventos, y el cambio de dirección del río son por lo tanto fenómenos casi simultáneos.

Sin embargo la presencia de depósitos de areniscas arcósicas amarillentas de carácter fluvial previas a las rañas, emplazadas en dicho segmento indican la existencia de un paleovalle aún más antiguo. Su carácter arcósico es para Mingarro (1959) la prueba de que existió un flujo hacia el SE, en sentido contrario a como ocurre en la actualidad, ya que las áreas graníticas se localizan al O y NO de la zona, y para ello no supone abierto el portillo.

En todas estas interpretaciones, independientemente de su poca validez actual, se asume la antiguedad de la red fluvial. Una antigüedad que en opinión del que suscribe aún puede ser mayor si se considera la edad de alguno de los restos de sedimentos que se encuentran en el valle y adosados al propio portillo. Por su litoestratigrafía podrían correlacionarse con las Series Ocres del borde occidental de la Cuenca del Duero (Martín-Serrano, 1989). Situaciones parecidas se pueden constatar en el Bullaque, el tributario principal del Guadiana en este sector, pues drena transversalmente varias depresiones estructurales de los Montes de Toledo comunicadas entre sí por estrechas gargantas. Allí también aflora ese tipo de facies amarillenta fosilizada por rañas. Con toda probabilidad son los restos de un antiguo sistema fluvial que fluía en la misma dirección pues se puede constatar que los pasos interdepresiones ya estaban abiertos entonces. El drenaje de este sector del alto Guadiana previo a las rañas debe presentar un flujo general bastante parecido en su trazado al actual.

En general, el río Guadiana se acomoda a la estructura hercínica hasta que entra en Extremadura una vez pasado el portillo de Cíjara. Después, nuevos encajamientos (bocas de Valdecaballeros y estrecho de Puerto Peña) salvando sendas alineaciones cuarcíticas son interpretadas por Hernández-Pacheco (1956) como fenómenos de sobreimposición y epigénesis. Sin embargo es bastante probable que esos pasos fueran funcionales durante los rellenos terciarios extremeños pues la presencia de los mismos a lo largo del curso del río por la provincia de Badajoz, es en alguna forma indicativo de una red fluvial terciaria de trazado desconocido. No obstante, éste ya es detectable durante la acumulación de la Raña pues existe una relación directa entre ésta y la red fluvial actual, y tal y como implica el descenso que en general ofrecen las rañas en su altitud de E a O (fig. 10). Cuando se formaron las rañas, toda la red extremeña vertía ya hacia el Atlántico (Hernández-Pacheco, 1949). Para este autor el basculamiento de la Meseta hacia el O que habría sido la causa fundamental de esa situación, habría motivado, entre otros, la apertura del Portillo de Cíjara.

La misma tendencia descendente se observa en las plataformas de las rañas que se relacionan con el Tajo cacereño por lo que hay que suponer igualmente, durante esa época, un flujo hacia occidente y obligados pasos o portillos a través de las resistentes barras cuarcíticas como la de Villa Vehla de Rodao o el salto del Gitano en la sierra cacereña de Cañaveral. Este último paso, emplazado junto a la Sierra de Miravete, presenta aún una particularidad más notable y es que al parecer fué funcional durante la mayor parte del Terciario; durante el Eoceno superior-Mioceno inferior, permitiendo el drenaje hacia la cuenca del Tajo, justo en sentido contrario a como lo hace la actual red hidrográfica, y a partir del Mioceno-medio superior, como en la actualidad (Fernández-Macarro y Blanco-Sánchez, 1990).

Un hecho destacado de la morfología gallega es la independencia casi completa de las arterias principales de la red hidrográfica en relación a las deformaciones mayores del zócalo. El Miño después de haber atravesado la cubeta de Lugo se aparta del conjunto de cuencas lucenses y se hunde en la penillanura inclinada de Galicia septentrional. La posición del Sil medio evitando la cuenca de Monforte y hundiéndose sobre los flancos de una gigantesca flexura, parece aún mas paradójica. Este río ha ahondado una impresionante garganta perpendicularmente a la línea de máxima pendiente de una superficie de erosión basculada hacia el N; de igual forma algunos afluentes suyos, como los ríos Cabe y Lor inciden a contrapendiente fragmentos basculados de la penillanura fundamental de Galicia (Birot y Solé, 1954). Todo ello implica que se está ante rasgos heredados de una red muy antigua, *conservada* a través de fenómenos de antecedencia y/o epigénesis. En su fachada cantábrica la disección responde al caso de una red hidrográfica que retorna al trazado de sus ancestros oligocenos acentuando y rejuveneciendo una organización morfológica heredada (Vergnolle, 1988). Y es que en Galicia podemos hablar a grandes rasgos de la conservación del relieve terciario. Muchos ríos (Miño, Sil, Tambre, Mero...) han discurrido durante el Cuaternario y probablemente durante parte del Terciario por el mismo trazado produciéndose en aquella etapa únicamente un encajamiento de 60-80 m (Vidal-Romaní, 1989).

En el bloque asturiano el encajamiento de la red hidrográfica debió ser simultáneo al levantamiento de bloque montañoso durante la orogenia alpina, un levantamiento que ha estado acompañado correlativamente por una intensa erosión. Para Bertrand y Bertrand (1984) es la única forma de explicar ciertos rasgos geomorfológicos tales como los cañones que cortan los Picos de Europa, que no han podido emplazarse sino es bajo condiciones sinorogénicas. De la misma forma el trazado de muchos ríos portugueses solo

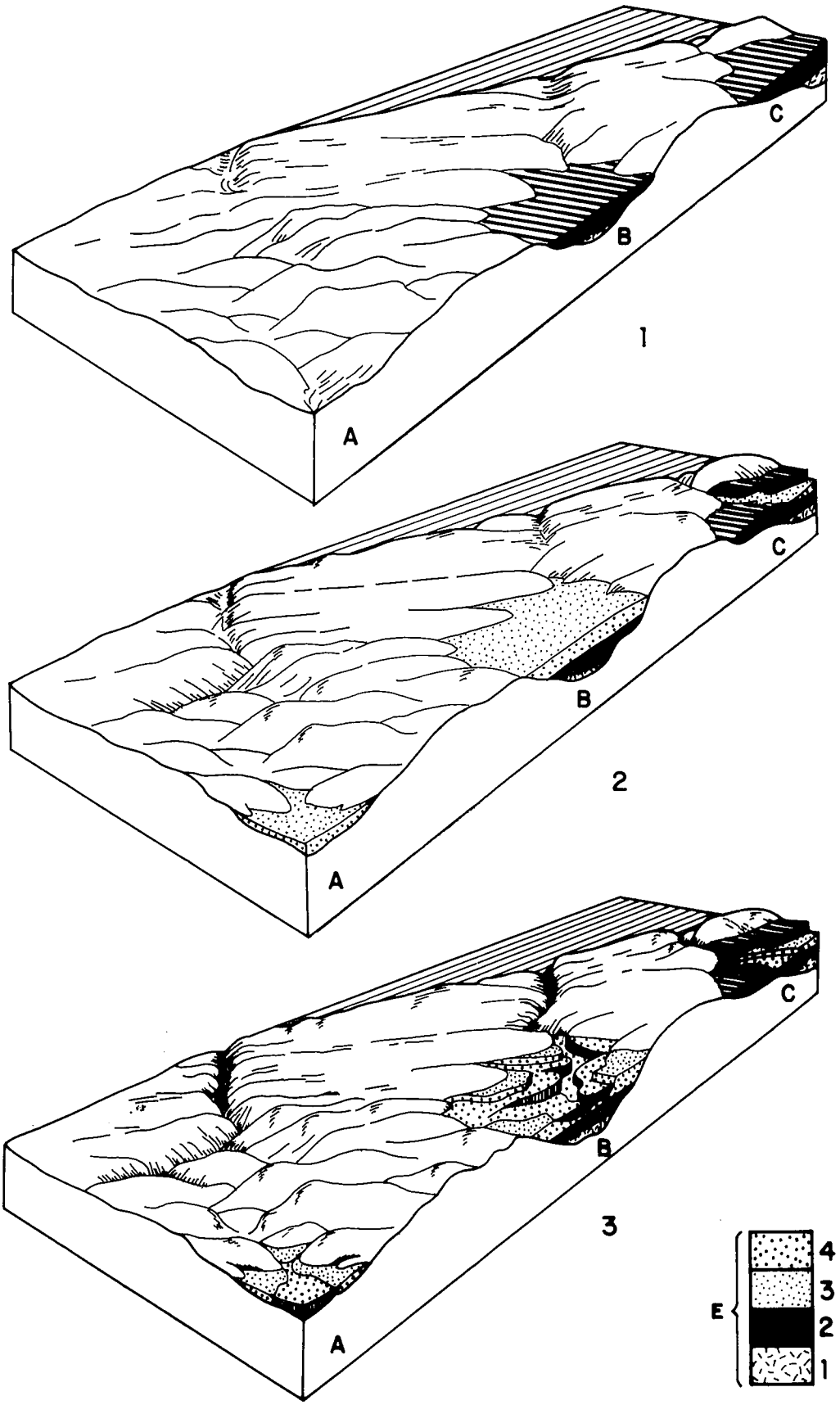

Fig. 9. Modelo de evolución simultánea de tres cuencas interiores (A, B y C) con la misma secuencia de relleno (E) pero con un grado de disección diferente y omitiendo las interferencias tectónicas. Leyenda: 1, serie arcósica; 2, series rojas; 3, series ocres; 4, sedimentos recientes.

Fig. 9. Simultaneous evolution model of three internal basins (A, B and C); with the same filling up sequence (E) but, with a different degree of dissection; and omitting the tectonic interferences. Leyend: 1, arkosic series; 2, red series; 3, yellow series; 4, recent sediments.

puede ser debida a epigénesis. Este fenómeno y la antecedencia son la expresión del gran desarrollo alcanzado por los meandros, no solamente en las áreas de rocas blandas, y de ciertas gargantas como la del bajo Duero, la del Mondego al atravesar el macizo marginal antes de Coimbra y de ciertos trayectos del Zézere.

3.2. *Acerca de la antigüedad del trazado fluvial*

Las formas maduras de amplios sectores del Macizo Hespérico son la expresión de niveles de base diferentes a los actuales. Las profundas y estrechas gargantas presentes en todas las litologías, son consecuencia de la modificación de esas viejas referencias a la situación actual, el resultado de un descenso que ha dado lugar a encajamientos muy fuertes. Pero muchos valles, anchos y suaves, aún no han sido incididos, y numerosos fragmentos de la penillanura conservan la frescura inicial. Proliferan los interfluvios planos a pesar de la vigorosa erosión lineal. El retroceso de las vertientes es escaso en relación a la incisión vertical por lo que se admite que ha sido muy rápida y por tanto muy reciente. De ahí que se piense que la disección fluvial del Macizo es el rasgo más destacable de la *morfogénesis cuaternaria*.

Sin embargo, como ya se mencionó anteriormente, en Galicia los ríos transcurren durante el Cuaternario por donde discurrieron durante gran parte del Terciario. Se admite que la definición de las rías y de toda la costa gallega quedan prácticamente fijados antes del Cuaternario, y durante éste, sólo se deja notar un leve retoque como consecuencia de las fases transgresivas recientes. Esa relativa persistencia de la línea de costa es en alguna forma la prueba de la inexistencia en Galicia de levantamientos neotectónicos de envergadura aunque se admita eustatismo reciente. En el interior, si exceptuamos el encajamiento fluvial se puede hablar a grandes rasgos de la conservación del relieve terciario. Los dos últimos millones de años tan sólo han establecido modificaciones de detalle en Galicia y de éstos últimos la más significativa, la incisión fluvial (Vidal Romaní, 1989).

En el bloque asturiano el trazado y encajamiento de la red fluvial ha sido interpretada como simultánea al levantamiento alpino (Bertrand, 1971). Indudablemente es la forma más lógica de explicar la profunda disección y los complejos fenómenos de epigénesis y antecedencia a ella asociada, fenómenos que por otro lado están presentes en todo el resto del Macizo.

Volviendo a Galicia, se ha señalado que muchos ríos retoman el trazado de sus ancestros terciarios, pero también que otros no tienen el mismo recorrido que los paleovalles sino que esculpen profundas gargantas sobre los *horsts* poniendo en comunicación numerosas cuencas que durante el Mioceno habían evolucionado de forma autónoma. Un encajamiento que arrastra una reorganización hidrográfica tanto más neta cuanto más intensa es la compartimentación tectónica (Vergnolle, 1988). Porque, no siempre el encajamiento de la red hidrográfica está directamente relacionado con la repartición de los volúmenes tectónicos lo que podría demostrar que la incisión no es sincrónica al levantamiento. Desde luego y como en Asturias, ésto solo es explicable por antecedencia y en consecuencia, por la propia antigüedad de la red.

En Portugal es creencia generalizada que la instalación de la red hidrográfica no es muy antigua ya que ésta se adapta a la red de fracturas y suelo ser consecuente con las deformaciones sufridas por las superficies de aplanamiento. Sin embargo se admite que algunos ríos importantes tienen trazados en desacuerdo con los principales volúmenes topográficos lo que puede ser prueba indiscutible de antecedencia o epigenia (Brum Ferreira, 1978) como lo es también la incisión de las barras de cuarcita. De hecho se sabe que el volúmen principal de este tipo de relieves diferenciales es una circunstancia heredada del Mesozoico e implantada sobre todo en los albores del Terciario y por tanto anterior a las principales deformaciones alpinas que son las constructoras de las grandes elevaciones tectónicas del mismo (García Abbad y Martín-Serrano, 1980; Martín-Serrano, 1988a). Son por tanto resaltes elevados en las áreas montañosas o hundidos en las fosas donde son fosilizados por los sedimentos que las rellenan. Frecuentemente esos depósitos sepultan también viejos portillos abiertos en esos paleorrelieves.

4. RECAPITULACIÓN

El Cuaternario sobre el Macizo Hespérico, se caracteriza por una generalización de los fenómenos de erosión ligados al encajamiento de una red hidrográfica condicionada por unas morfoestructuras heredadas. Sin embargo la acción morfogenética es muy limitada: unos coluvionamientos en lugares muy concretos, desmantelamiento parcial de alteritas antiguas y la jerarquización de los cursos fluviales con la consiguiente proliferación de aluviones y terrazas. Pero es una regularización que no es exclusiva de los dos últimos millones de años; porque no se puede mantener, si se exceptúan algunas cuencas interiores, que la organización actual del drenaje peninsular es,como opina Daveau (1977), posterior al Pontiense que es cuando termina el endorreismo meseteño. En primer lugar porque la extinción del endorreismo, aún presente de forma residual en muchos lugares, especialmente en la Mancha, no es simultáneo en todos los sitios, como obviamente tampoco puede serlo el comienzo del vaciado de las distintas cuencas; y estos argumentos implican al Macizo Hespérico puesto que las contiene y es el camino obligado para acceder a ese vaciado desde el nivel de base atlántico. Por todo ello no es extraño que Daveau (1977) diga que "uno de los temas fundamentales de la historia geomorfológica de Portugal es el de la localización y el desplazamiento de la línea divisoria de aguas entre el drenaje atlántico y el mediterráneo y/o *endorreico*, un problema que es correlativo al propio trazado de la red fluvial en relación con las grandes morfoestructuras del Macizo. Pero, como se hace este cambio de dre-

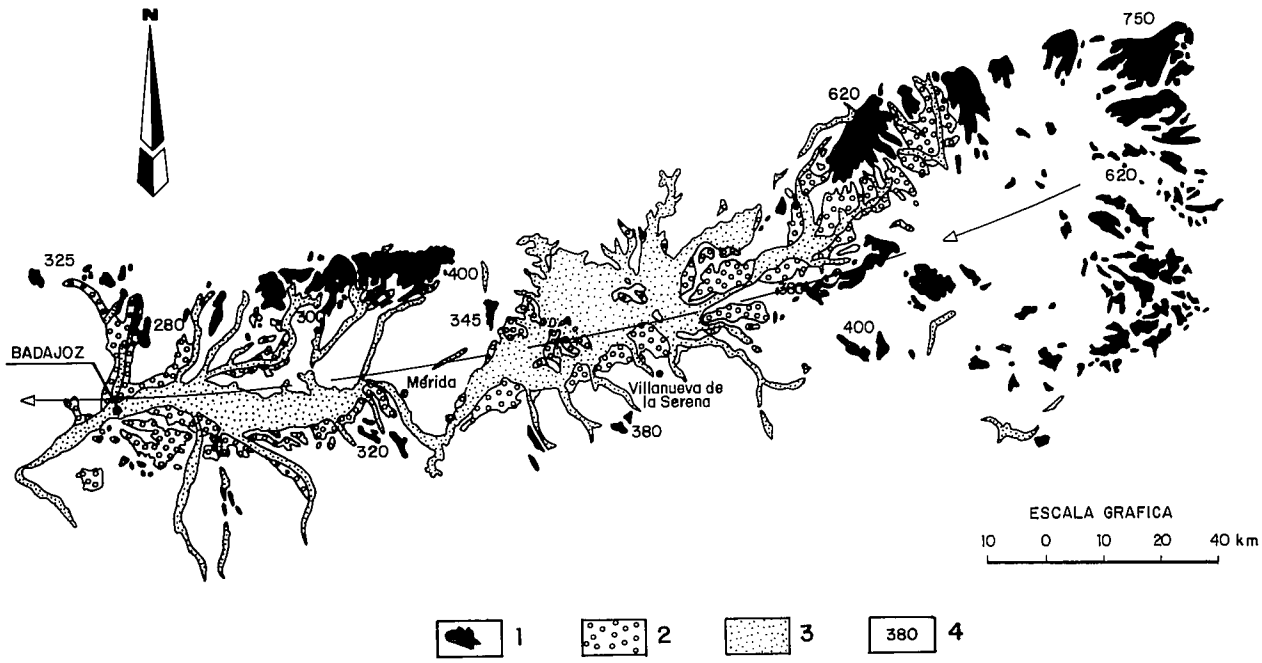

Fig. 10. Relación cartográfica y topográfica de los afloramientos de Raña de la cuenca del Guadiana extremeño con ese mismo sistema fluvial. Leyenda: 1, Raña; 2, Terrazas fluviales; 3, aluviones y terrazas bajas; 4, cota de la raña.

Fig. 10. Cartographic and topographic relation between Raña's outcrop of the Guadiana basin (at Extremadura region) and the same fluvial system. Legend: 1, Raña; 2, Fluvial terraces; alluvions and lower terraces; 4, Raña's height.

naje, ¿de un solo golpe? ¿son las grandes cuencas interiores capturadas por los pequeños ríos costeros o bien las cuencas vertientes actuales son el resultado de ajustes locales sucesivos y relativamente complejos?. La abundancia de rasgos paradójicos en los cursos fluviales portugueses en donde las irrupciones tectónicas tardías tienen una amplia responsabilidad en la definición de su personalidad actual hacen pensar en una historia bastante complicada''.

Convencionalmente la morfogénesis terciaria del Macizo se caracteriza por el relleno y la colmatación de las cuencas intramontañosas con la consiguiente construcción de piedemontes. Después sigue un período de disección, atribuído al Cuaternario. Sin embargo, toda la exposición hasta aquí realizada no ratifica este planteamiento simplista. La colmatación de las cuencas y/o el vaciado de las mismas no puede ser sincrónica. Es un hecho que debe señalarse doblemente: en los *páramos* terminales de las distintas cuencas, y en los sectores marginales de las mismas, en los techos de los piedemontes, es decir en la *Raña*; en fin, una problemática ya suficientemente tratada. Con estos planteamientos la organización fluvial actual de cada cuenca no es simultánea ni tiene que referirse necesariamente al Cuaternario. Por otra parte, el papel de la organización y, paralelamente, el encajamiento de la red fluvial en relación al referido diacronismo es esencial pues son las pautas de cada evolución las que determinan que unas cuencas sean alcanzadas antes que otras. La captura por ese sistema fluvial controlado desde la periferia oceánica (donde tiene su nivel de base) de las distintas cuencas internas del Macizo señala en ellas la transición de un régimen endorreico a exorreico. Obviamente la organización y el encajamiento de la red en el Macizo Hespérico es, en su mayor parte, previa al exorreismo de cada cubeta puesto que para alcanzarla es necesario que atraviese dicho macizo. Por tanto, gran parte del encajamiento en la fachada atlántica es simultáneo a la etapa de endorreismo de las cubetas, es decir, hay que considerarlo coetáneo con su relleno.

Así, se pueden explicar las fuertes disimetrías fluviales en algunos paisajes hespéricos y especialmente los que se refieren a los contrastes entre las fachadas oceánica y los de la periferia de las cuencas internas, como es el caso de la suave disección del piedemonte leonés frente a las fuertes gargantas de la vertiente cantábrica o berciana. Este fenómeno tiene su expresión genérica en el doble perfil longitudinal de los grandes ríos meseteños, el inferior representando el trabajo remontante especialmente desarrollado durante la etapa de endorreismo (de relleno) de la cuenca y el superior el período exorreico (de vaciado) de la misma (Fig. 11).

La organización del drenaje tiene pues que ir pareja a la construcción de las grandes morfoestructuras alpinas durante el Terciario que son las que determinan a la vez la génesis y el relleno de las cuencas internas. Una reorganización fluvial continua que arrancando de viejos paisajes mesozoicos, en la actualidad casi borrados, va siendo sucesivamente retocada al compás de la nueva estructuración orográfica terciaria inducida por la orogenia alpina. Es un fenómeno prolongado, contínuo, sometido a algunas circunstancias externas (clima y eustatismo) pero sobre todo condicionado, dirigido e interferido por los eventos tectónicos aludidos.

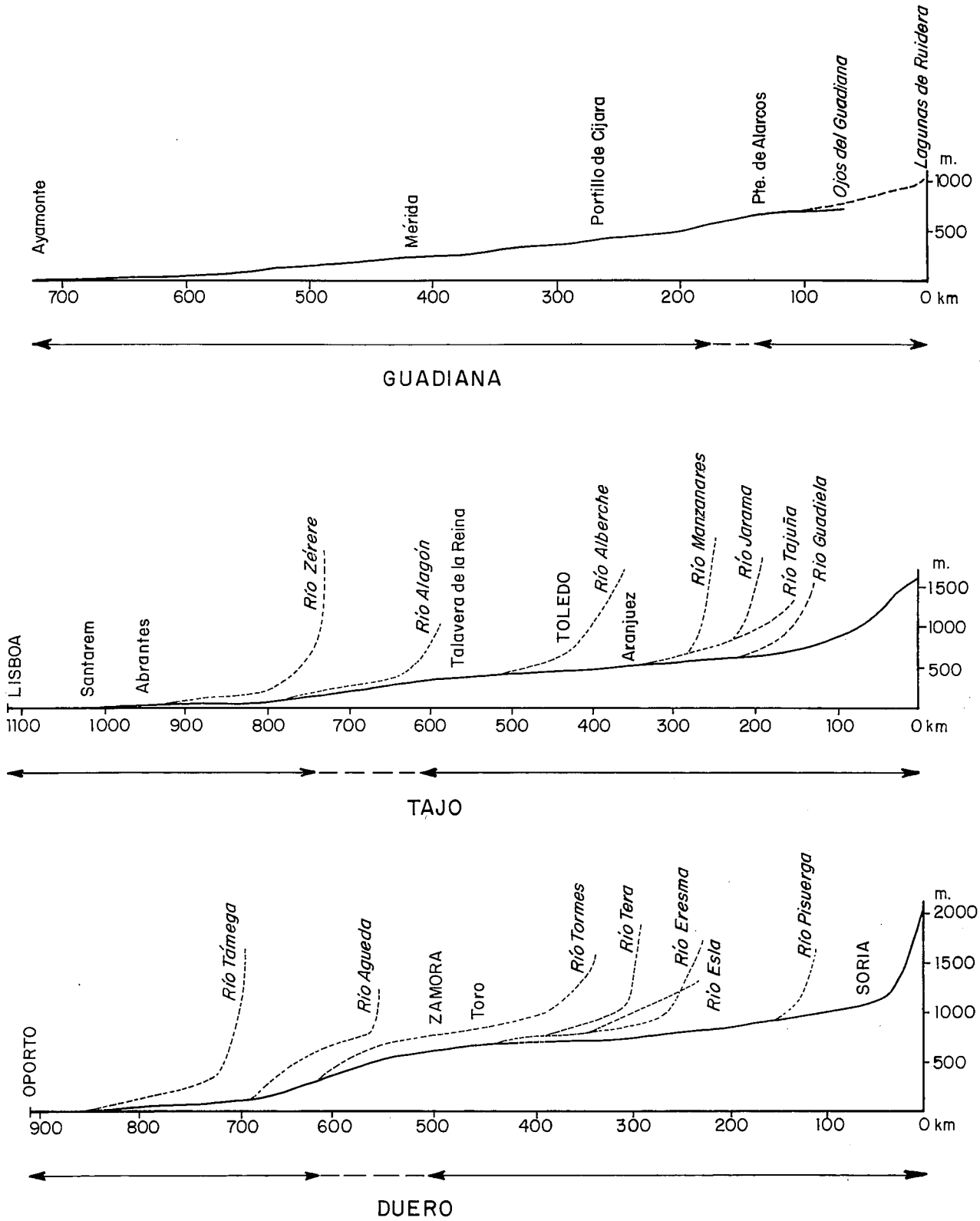

Fig. 11. Perfiles longitudinales de los tres principales ríos del Macizo Hespérico (modificado de V. Masachs, 1952).
Fig. 11. Longitudinal profiles of the three principal rivers of the Hesperian Massif (V. Masachs modified, 1952).

5. CONCLUSIÓN

La hipótesis aquí señalada está argumentada en base a dos hechos fundamentales:

— La propia *antigüedad de la red fluvial*, demostrada por hechos tales como el *fuerte encajamiento* a que se ven sometidos ciertos sectores del Macizo, los múltiples *fenómenos de epigénesis* y también los *trazados por sobreimposición*. De esta forma no hay que explicar tales fenómenos mediante *fuertes convulsiones neotectónicas* siempre muy difíciles de encajar en la evolución geológica más reciente.

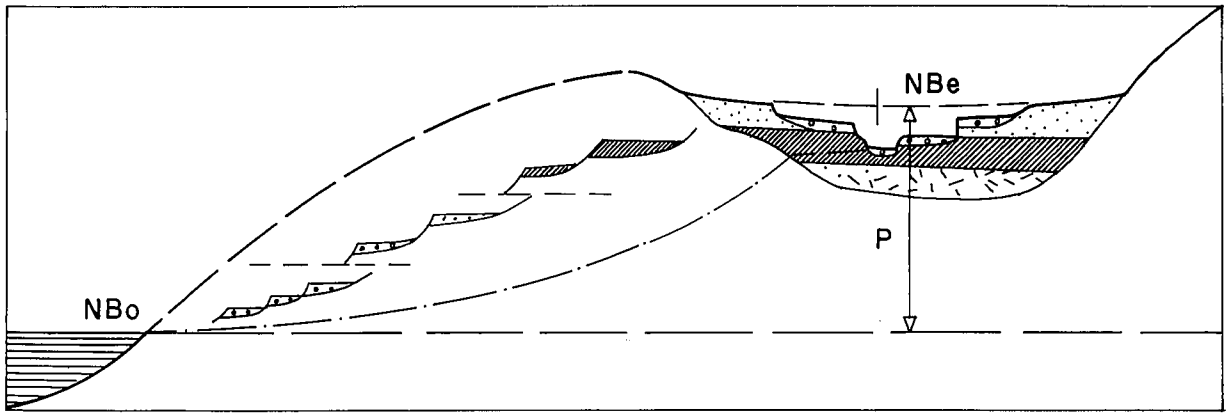

Fig. 12. Correlaciones estratigráficas entre una cuenca interior del Macizo Hespérico y sectores del mismo afectados por disección fluvial. En el esquema gráfico se omiten las interferencias derivadas de fenómenos eustáticos y tectónicos. Leyenda: NBe, nivel de base de la cuenca en su situación de endorreismo terminal. NBo nivel de base general. P, diferencia entre los dos niveles.

Fig. 12. Stratigraphic correlations between an interior basin of the Hesperic Massif, and sectors of the same Massif affected by the fluvial dissection. In the graphic schene the interferences derived from the tectonic and eustatic phenomena are omitted. Legend: NBe, Basin basal in its terminal endorreic level. NBo General base level. P, Difference between two levels.

— La *diacronía del techo de los piedemontes* lo que implica que la raña no debe ser considerada una referencia inicial, cronológicamente fija, del encajamiento.

Las *consecuencias* más importantes derivadas de esta hipótesis tienen carácter estratigráfico: la ya señalada diacronía de la Raña que no puede ser considerada como formación cronoestratigráfica y el hecho de que gran parte de las *terrazas* ligadas a esta red fluvial sean sedimentos que deben ser *correlacionados con rellenos de las cubetas* meseteñas aún bajo régimen endorreico y que por tanto deben ser eliminados del Cuaternario (Fig. 12).

La organización de la actual red fluvial de gran parte del Macizo Hespérico, especialmente de sus sectores periféricos, forma parte de su historia alpina de igual manera que lo hacen la construcción de su orografía o el relleno de sus cuencas interiores; y es simultánea a esos fenómenos. No es procedente hablar de un nuevo orden fluvial con fecha concreta y menos aún de *reorganización pliocuaternaria*. Se trata de una *reorganización continua* de herencia mesozoica pero producto como lo es también el aislamiento de las cuencas interiores del nuevo orden morfoestructural impuesto por la situación tectónica compresiva alpina (Pirineos y Béticas). Es una constante adaptación en réplica a las modificaciones tectónicas que se van produciendo. Una contestación lenta y persistente a los desequilibrios endógenos que no supone *cambios generalizados* drásticos e *inmediatos* a cada modificación introducida, pero, sucesiva y posteriormente, sí grandes alteraciones puntuales no sincrónicas. La consecuencia más importante de este proceso, la captura de las cuencas interiores, debe considerarse una respuesta prolongada y de efecto retardado de la red fluvial a las nuevas situaciones morfoestructurales alpinas.

Por tanto hay que olvidar que el cambio de estado de las cuencas meseteñas, de endorreicas a exorreicas con la Raña en dicha encrucijada, tenga que estar inmediata y exclusivamente inducido por cambios globales endógenos o exógenos. Sería apostar por planteamientos esquemáticos y en ocasiones decididamente catastróficos olvidando la continuidad dinámica que exige toda evolución geológica en la que inciden y se solapan ininterrumpidamente multitud de fenómenos.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a mis compañeros F. Moreno, F. Nozal, R. Mediavilla, J.I. Santisteban y M.P. Corral por la revisión, corrección y discusión del manuscrito de este trabajo y las aportaciones que han contribuído a su mejora.

BIBLIOGRAFÍA

Bertrand,G. (1971): Morphostructures cantabriques: Picos de Europa, Montaña de León et Palencia (Espagne du nord-ouest). *Revue Geographique des Pyrénées et du Sudouest,* 42, 1: 49-70.

Bertrand,G. y Bertrand,C. (1984): Des rañas aux rasas: remarques sur le systeme montagne-piemont de la Cordillère Cantabrique Central, Espagne du nordouest. *Montagnes et piemonts. Revue Geographique des Pyrénees et du Sud-Ouest*, vol. esp: 247-260.

Birot,P. y Solé,L., (1954): Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Península Ibérique. *Mém. et Doc. du CNRS,* 4: 9-61.

Brum Ferreira,A. (1978): Planaltos e montanhas do Norte da Beira. Estudo de geomofologia. *Memorias do Centro de Estudios Geográficos,* 4: 1-374.

Cantano,M. y Molina, E. (1987): Aproximación a la evolución

morfológica de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España). *Bol. R Soc. Esp. Hist. Nat.* (Geol.), 82: 87-101.

Corrales,I., Carballeira,J., Flor,G., Pol,C. y Corrochano,A. (1986): Alluvial systems in the northwestern part of the Duero Basin (Spain). *Sedim. Geol.,* 47: 149-166.

Corrochano,A. (1977): *Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora.* Tesis Univ. Salamanca, 336 p. (inédita).

Daveau,S. (1977): L'evolution geomorphologique quaternaire au Portugal. Principaux aspects et problémes poss par son etude. *Recherches françaises sur le Quaternaire. Bull. AFEQ,* 50, INQUA: 11-21.

Espejo,R., Torrent,J. y Roquero de Laburu,C. (1973): Contribución a la caracterización de niveles superiores de terrazas fluviales en los ríos españoles. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.),* 71: 231-236.

Fernández-Macarro,B. y Blanco-Sánchez,J.A. (1990): Evolución morfológica de la depresión de Talaván Torrejón el Rubio (Cáceres, España). *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología,* Teruel, 2: 753-762.

Gallardo,J., Pérez-González,A. y Benayas,J. (1987): Paleosuelos de los piedemontes villafranquienses y de las terrazas pliocenas de la región del Valle del Henares-Alto Jarama. *Bol. Geol. Min.,* 98: 27-39.

García-Abbad,F.J. 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.

Herail,G. (1976): *Géomorphologie des placers aurifères de la moyenne vallée du Duerna (Province de León. Espagne).* Thése 3eme cycle Institut de Geographie, Univ. Toulouse-Le Mirail: 193 p.

Herail,G. (1979): Les facies d'altération des terrasses alluviales de la moyenne vallée du Duerna (prov. de León); un exemple de l'evolution des nappes alluviales siliceuses du nor-ouest de la Vieille Castille. *Acta Geol. Hisp. Homenatge a Lluis Solé Sabarís,* 14: 466-473.

Herail,G. (1984a): *Geomorphologie et gitologie de l'or detritique. Piemonts et bassins intramontagneus du Nord-Ouest de l'Espagne.* C.N.R.S.: 456 p.

Herail,G. (1984b): Dynamique géomorphologique et sédimentologique des piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne et gîtologie de l'or détritique. *Chron. rech. min.,* 474: 49-68.

Hernández-Pacheco,E. (1949): Las Rañas de la sierras centrales de Extremadura. *Comp. Rendu du 26 Congrés International de Geographie,* Lisboa: 87-109.

Hernández-Pacheco,F. (1956): Significación y génesis fisiográfica del Portillo de Cíjara en el Guadiana. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,* 54: 5-39.

Hernández-Pacheco,F. y Cabañas,F. (1952): Las características fisiográficas y geológicas del Guadiana entre Luciana y Puebla de Don Rodrigo. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,* 50: 263-280.

Leguey,S. y Rodríguez,J. (1970): Estudio de las terrazas y sedimentos de los ríos de la cuenca del Esla. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.),* 68: 41-56.

Martín-Serrano, A. (1988a): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico.* Instituto de Estudios Zamoranos Florián de Ocampo. Diputación de Zamora: 306 p.

Martín-Serrano, A. (1988b): Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales. *Bol. Geol. Min. España,* 99: 855-870.

Martín-Serrano, A. (1988c): Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña. *II Congr. Geol. España, SGE, Granada,* 1: 395-398.

Martín-Serrano,A. (1989): Características, rango, significado y correlación de las Series Ocres del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Stud. Geol. Salmant.Univ. Salamanca.* 5: 239-252.

Masachs,V. (1952): El Clima. Las aguas. En *Geología de España y Portugal. Geografía Física,* II. Ed. Montaner y Simón: 316 p.

Molina,E. y Armenteros,I. (1986): Los arrasamientos plioceno y plio-pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca,* 22: 293-306.

Mingarro,F. (1959): Significado genético del Guadiana entre Cíjara y Alarcos. *Estudios Geol.,* 15: 283-291.

Olivé,A., Portero,J.M., del Olmo,P., Aragonés,E., Carreras,F., Molina,E. y 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-García,L.C. (1977): *Los sedimentos auríferos del NO de la Cuenca del Duero (provincia de León) y su prospección.* Tesis Univ. Oviedo: 403 p.

Pérez-Gonzalez,A. y Gallardo,J. (1987): La Raña al sur de la Somosierra y Sierra de Ayllón: un piedemonte escalonado del Villafranquiense medio. *Geogaceta,* 2: 29-32.

Schwenzner,J.E. (1937): Zur morphologie des zentralspanischen hochlandes. *Geogr. Abhandl.* 3, 10, 1-128. (Trad. al español por C. Vidal Box (1943): Morfología de la región montañosa central de la Meseta española. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,* 41: 121-147. Madrid).

Solé,L. (1952): *Geografía de España y Portugal. Geografía Física,* I. Ed. Montaner y Simón, Barcelona, 497 p.

Solé,L. (1983): Morfología General de la Península Ibérica. In: *Geología de España. Libro Jubilar J.M.Ríos,* IGME, Madrid, 3: 589-612.

Vaudour,J. (1969): Donnès nouvelles et hypothéses sur le Quaternaire de la región de Madrid. *Mediterranée,* 8: 79-92.

Vaudour,J. (1979): *La región de Madrid, alterations, sols et paléosols.* Ed. Ophys, Paris: 383 pp.

Vergnolle,C. (1988): *Morphogénese des reliefs cotiers associés a la Marge continentale nord-espagnole. L'exemple du Nord-Est de la Galice.* Thése Université de Toulouse-Le Mirail. Inst. Geog. D. Faucher. CIMA 366 C.N.R.S: 217 p.

Vidal-Romaní,J.R. (1989): Galicia. In: *Mapa del Cuaternario de España escala 1:1.000.000.* ITGE: 95-104. Madrid.

Recibido el 18 de junio de 1991
Aceptado el 8 de octubre de 1991.