

EVOLUCION GEOMORFOLOGICA Y PROCESOS EROSIVOS EN LAS FORMACIONES DE RAÑA RELACIONADAS CON LAS SIERRAS DE LAS VILLUERCAS Y ALTAMIRA (W DE ESPAÑA)

R. ESPEJO¹

RESUMEN

En este trabajo se hace una caracterización geomorfológico-litológica de las formaciones de raña asociadas a las sierras de las Villuercas y de Altamira (Extremadura central).

En base a sus peculiaridades sedimentológicas y a la naturaleza de los materiales y superficies fosilizadas por ellas, se hacen una serie de consideraciones sobre las características de las dos componentes genésicas, clima y relieve, a lo largo del ciclo morfogénico de estas formaciones y su evolución posterior.

INTRODUCCION

Las rañas son formaciones detríticas continentales, características del Centro y Oeste de la Península Ibérica, donde aparecen asociadas a las alineaciones cuarcíticas de sus sierras.

Popularmente, la palabra «raña» se ha venido empleando para designar a un cierto tipo de paisaje caracterizado por la presencia de formas llanas, con valles encajados y con cobertura detrítica; en la actualidad es usada por geólogos y geógrafos con un significado de facies, sirviendo para designar tanto a la forma de relieve determinado por el depósito detrítico como al depósito en sí, lo que resulta ser a veces un motivo de confusión, al existir más de un nivel de formación de raña con edades diferentes (GALLARDO, 1982; ESPEJO, 1978, 1986; VAUDOUR, 1977).

El objetivo del presente trabajo es tratar de establecer la génesis y evolución de unas formaciones de raña de edad Plioceno medio-superior (ESPEJO, 1978, 1987) clásicas en la bibliografía científica sobre el tema, como son las relacionadas con las vertientes S y SW de las sierras de las Villuercas y de Altamira.

METODOS DE ESTUDIO

El estudio geomorfológico se hizo con apoyo de la cartografía a escala 1:50.000 de la zona y del análisis fotointerpretativo de los fotogramas a escala aproximada 1:30.000 del suelo USAF-B (1956-57).

El estudio sedimentológico y mineralógico se hizo muestreando los frecuentes barrancos (argayos) que festonean a estas formaciones y que afectan tanto a los materiales de la raña ss. como a los de su basamento; también se estudió una serie de calicatas para la descripción del suelo, abiertas hasta una profundidad de 225 cm. La metodología referente al estudio de los suelos y de la fracción fina (menor de 2 mm de diámetro) de estas formaciones ha sido publicada con anterioridad (ESPEJO, 1986, 1987). De los elementos gruesos se analizan aquí los siguientes aspectos: litología, tamaño e índice de desgaste.

Para evaluar el tamaño se usó el método de intersección con una línea recta (dada por un bramante de 2-4 m de longitud sujeto a dos clavos fijados en sendos puntos elegidos al azar) con los elementos gruesos de corte; se midieron así longitudes aparentes que fueron tomadas como anchuras (CAILLEUX y TRICART, 1963).

El estudio morfométrico se hizo aplicando el índi-

¹ Dpto. de Edafología, ETSI Agrónomos de Madrid. Ciudad Universitaria.

ce de desgaste (Id) como indicador del grado de redondeamiento de los mismos (CAILLEUX y TRUCART, 1947). Este índice se aplicó a elementos gruesos de cuarzo filoniano de longitud comprendida entre 30 y 70 mm. En las formaciones pobres en cuarzo filoniano se emplearon fragmentos de cuarcita de igual rango de tamaños; en cualquier caso, para cada formación de raña se empleó siempre un mismo tipo de elemento grueso, cuarcítico o cuarzoso.

La localización de los barrancos en que se caracterizaron los elementos gruesos es:

Raña de Cañamero:

Cañamero-1 (C-1): 5°10'43"W, 39°19'50"N, 620 m altitud.

Tiro Zagalejos (TZ): 5°30'23"W, 39°13'20"N, 445 m altitud.

Raña de Castillblanco:

Arroyo Tejeras (AT): 5°7'23"W, 39°27'45"N, 610 m altitud.

Castillblanco-3 (CB-3): 5°5'58"W, 39°19'20"N, 520 m altitud.

Iglesia de Castillblanco (ICB): 5°15'23"W, 39°16'25"N, 500 m altitud.

CARACTERISTICAS GENERALES DE LA ZONA DE ESTUDIO

Situación

Las formaciones de raña aquí estudiadas se sitúan en el W de España, en el límite entre las provincias de Cáceres, Badajoz y Ciudad Real; se relacionan genéticamente con las alineaciones cuarcíticas de las sierras de las Villuercas, Guadalupe y Altamira (ESPEJO, 1978).

Clima

Los datos climáticos para la estación de Guadalupe son: temperatura media anual, 14,9° C; precipitación media anual, 830 mm; evapotranspiración anual (Thornthwaite), 798 mm. Existe un acusado déficit de agua en el período junio-septiembre, en el que la precipitación es de 82 mm, y la evapora-

transpiración, de 507 mm. El régimen de humedad del suelo es xérico-I (ESPEJO, 1978).

Vegetación

En la superficie plana de las rañas la clímax arbórea es un alcornocal de la asociación *Sanguisorbo-Quercetum suberis* (Rivas Goday, 1959); éste prácticamente ha desaparecido por acción antrópica y sólo en las zonas no dedicadas al cultivo del centeno, vid y olivo pueden reconocerse matorrales correspondientes a sucesivas erapas de degradación; de éstos, el dominante es un nanojaral-brezal de la asociación *Halimio-Ericetum-umbellatae* (Rivas Goday, 1959), con *Erica umbellata*, *Halimium occymoides*, *Pterospartum tridentatum* y *Poligala microphylla* como especies dominantes.

Sobre las partes altas de las vertientes de los arroyos, en zonas bien drenadas y soleadas, la vegetación está más próxima a la clímax arbórea, estando constituida por un aulagar-jaral-brezal de la asociación *Genisto-Cistetum-ladaniferi* con *Cistus lodanifer*, *Lavandula stoechas*, *Erica australis*, *Rosmaninus officinalis*, *Cistus populifolius* y *Genista hirsuta* como especies dominantes. Sobre las umbrías y zonas bajas de las vertientes existe un matorral que dentro de la asociación del anterior pertenece a la subasociación *Cistetosum-populifoliae* (Pérez Chiscano, 1975), que deriva del dominio climático del quejigar. Sobre amplias extensiones de estas vertientes los matorrales han sido eliminados por la reforestación con *Eucalyptus globulus* y *Eucalyptus rostrata*.

Geología-litología

Los afloramientos más antiguos de la zona son intracámbricos y aparecen agrupados en dos series: una inferior, de esquistos y grauwacas, y otra superior, discordante sobre la anterior, conglomerática y grauwáquica con vulcanitas intercaladas que definen la denominada serie de Alcudía (BOUYX, 1970).

El área madre o de procedencia de los sedimentos de estas formaciones de raña se ubica en las elevaciones (sierras de las Villuercas y Altamira) situadas al N de las mismas. Poseen estas alineaciones montañosas una dirección NW-SE coincidente con la del plegamiento hercínico y están constituidas

por materiales paleozoicos dispuestos sobre el basamento pre-cámbrico.

Las series paleozoicas abarcan desde el Cámbrico inferior al Devónico superior y aparecen en su conjunto bien representadas en el sinclinal del Guadarranque (RAMÍREZ y RAMÍREZ, 1955). Con la excepción de algunas inclusiones de carácter calizo, situadas entre los matorrales del Cámbrico inferior y del Devónico superior, el resto es de naturaleza detrítico-metamórfica, predominando las pizarras y esquistos, grauvacas, conglomerados y cuarcitas, estas últimas coronando las cumbres de las sierras.

Tras la peneplanización permo-triásica, durante la que esta región era ya continente emergido, y como reflejo de la orogenia alpina, se produjeron en la zona movimientos en la vertical de tipo epirogenético; como consecuencia de esta dinámica de bloques se formó una depresión en la que se fueron acumulando sedimentos a lo largo del Mioceno.

A fines del Mioceno, un nuevo ciclo erosivo desarrolla una superficie de erosión en la zona, eliminando, incluso, los últimos tramos de la sedimentación miocena (HERNÁNDEZ PACHECO, F., 1970).

La deposición de la raña se produce tras el desarrollo de la superficie de erosión posmiocena; entre uno y otro suceso debió transcurrir un período relativamente amplio de calma tectónica («ciclo biotático» de ERHART, 1956), como parece indicar la existencia de un potente paleosuelo desarrollado en el techo de la formación miocena y fosilizado por la raña (ESPEJO, 1978).

Los sedimentos miocenos son de naturaleza psammo-pelítica, con algunos niveles intercalados de textura más grosera, constituidos por arena gruesa, gravillas y gravas cuarcíticas poco rodadas; estos niveles son más frecuentes hacia el techo y zonas marginales de la cuenca de sedimentación. Su fracción arcilla es íltico-caolinítica hacia el techo (en la zona coincidente con el paleosuelo) e íltico o íltico-montmorillonítica en el resto (ESPEJO, 1978).

Los sedimentos de la raña se sitúan sobre la superficie de erosión posmiocena, estando su basamento constituido por los detrítico-finos miocénicos. Constituyen una acumulación de fragmentos de roca (gravas, cantos y bloques) embutidos en una matriz psammo-pelítica. De la observación de los nu-

merosos barrancos y cárcavas existentes en las vertientes de estas formaciones se deduce que el espesor de los depósitos de raña varía entre los 4 y los 7 m.

Tanto el «esqueleto» (fracción gruesa) como la matriz de estas formaciones de raña han experimentado intensos cambios posdeposicionales como consecuencia de la acción de los procesos edafogénicos, que han afectado a la totalidad del depósito (ESPEJO, 1978, 1987). Como consecuencia de ello, todos los fragmentos de roca menos resistentes a la alteración que la cuarcita, como las pizarras y grauvacas, muy abundantes en el área madre y que, por tanto, debieron abundar en el sedimento original, están ausentes de la formación por haber sido «digeridas» e incorporadas a la matriz. Ello explicaría la no existencia de formaciones de raña fuera de los dominios cuarcíticos. No cabe duda de que el ciclo morfogenético que originó estas formaciones actuó tanto en las zonas calizas y graníticas como en las cuarcíticas y que tanto en el entorno de unas como de otras sierras debieron de existir rañas. Lo que sucedió después es que los procesos edáficos destruyeron por completo los elementos gruesos en las rañas no cuarcíticas, por lo que éstas perdieron la defensa que frente a la erosión supuso la presencia de fragmentos gruesos de roca, aunque sean muy alterados, y desaparecieron a lo largo del proceso de encajamiento de los ríos a lo largo del Cuaternario.

Los procesos de alteración no sólo han conducido a la desaparición de las pizarras, grauvacas..., también han provocado notables cambios en los fragmentos de roca cuarcíticos; éstos presentan una «corteza» de alteración que llega al mismo centro del fragmento. Como consecuencia de haber perdido el cemento silíceo por disolución (ESPEJO, 1978) perdieron en parte su consistencia y se hicieron permeables a los fluidos, por lo que se vieron afectados por los procesos edáficos de igual modo que la matriz; el resultado es que las cuarcitas se han «arenizado» y mimetizado con la matriz y que presentan una distribución anisotrópica con la profundidad en lo que al «aspecto» o morfología respecta, variando éstos a la par que varía la morfología de los horizontes del suelo (ESPEJO, 1978, 1987).

Es de destacar que el núcleo o parte central de los elementos cuarcíticos alterados es, por lo general,

rojo (10R 5/7-7.5 R) y que en los 30-50 cm superiores de estas formaciones los elementos gruesos suelen ser menores de 7 cm y presentan una pátina de 1-2 mm negra o pardo oscura, muy dura, que recuerda a la pátina o barniz de las rocas del desierto. La arenización de las cuarcitas, que es más intensa en los 3-4 m superiores de la formación, se observa más fácilmente en las calicatas y pozos de reciente apertura que en los cortes naturales.

Los suelos desarrollados sobre estos depósitos de raña, Palexerults y Palehumults (USDA, 1975: *Soil taxonomy*), poseen ciertas peculiaridades morfológicas no observadas en los suelos de otras formaciones detríticas posteriores tipo terraza fluvial. Presentan horizontes argílicos (Bt) extraordinariamente desaturados y de gran espesor (ESPEJO, 1978, 1987).

Estos suelos, que en un principio debieron ser rojos en todo su espesor, experimentaron con posterioridad al desarrollo de los horizontes argílicos un proceso de segregación de los óxidos de Fe libres; ello, posiblemente, fue el resultado de cambios en la dinámica del agua en el suelo que originaron cambios locales en las condiciones de oxidación-reducción (ESPEJO, 1988). Consecuencia de ello es que los horizontes argílicos de estos suelos presentan, por debajo del 1 a 1,25 m de profundidad, una segregación pseudoplúntica de colores en bandas pseudohorizontales reflejo de la segregación de los óxidos de Fe.

La Figura 1 muestra una síntesis de la geología de la zona tomada del mapa a escala 1:200.000 núm. 40 «Villanueva de la Serena» (IGME, 1970).

Geomorfología

Se han definido en la zona tres superficies o unidades morfológicas anteriores las tres al encajamiento de la actual red fluvial (ESPEJO, 1978).

- 1) Superficie de erosión premiocena (permotriásica). Fosilizada por los sedimentos miocenos, se la reconoce en el interfluvio Ruescas-Cubilar, al W de la formación de raña de Cañamero; la acción erosiva de ambos ríos la han desprovisto de la cobertura de sedimentos terciarios; tan sólo en su porción terminal (SW de la zona) sirve de apoyo a un monte isla constituido por sedimentos miocénicos y coronado

por un resto de formación de raña conocido por «Mesa del Tiro de Zagalejos».

Presenta una cota unos 100 m inferior a la de la formación de raña de Cañamero y una pendiente longitudinal del 4‰.

- 2) Superficie de erosión pre-raña (posmiocena). Fosilizada por los sedimentos de la raña, afecta a los sedimentos miocénicos. De los numerosos barrancos que en las formaciones de raña de la zona afectan tanto a los sedimentos de las rañas como a los miocénicos de sus basamentos se deduce que la pendiente de esta superficie debió ser similar a la de las actuales superficies de raña.
- 3) Superficie de acumulación o de raña. En la zona las superficies de raña estudiadas delimitan amplias plataformas casi horizontales, que contrastan con lo abrupto de las elevaciones cuarcíticas situadas al N. De Oeste a Este, las formaciones de raña estudiadas son: raña de Cañamero, raña de la Milanera o del Pinar, raña de los dos Hermanos o de Castillblanco y raña del Puerto del Rey.

La formación de raña de Cañamero tiene la apariencia (vista en foto aérea o en el mapa topográfico 1:50.000) de un gran cono de deyección abierto hacia el Sur; actúa de divisoria entre los ríos Rucas y Silvadillos. Su altitud varía entre los 645 m al N y los 515 m al Sur y su pendiente longitudinal media es del 7‰. En la zona de arranque de esta formación existen una serie de cerros (cerro de Martín Blanco...) que definen un nivel de cumbres próximo a los 745 m con cobertura detrítico prosera (se observan bloques de cuarcita con claros síntomas de transporte de más de un metro cúbico), de los que parten una serie de plataformas dirigidas al E y ESE de una cota sensiblemente superior a la del cuerpo de la raña; estas plataformas aparecen muy degradadas por la acción erosiva de los arroyos, que constituyen su red de drenaje y presentan unos perfiles de suelos análogos a los del cuerpo general de la raña.

Al SW de esta formación de raña, y separada de ella por el río Cubilar, se sitúa la Mesa del Tiro de Zagalejos; con una corta media de

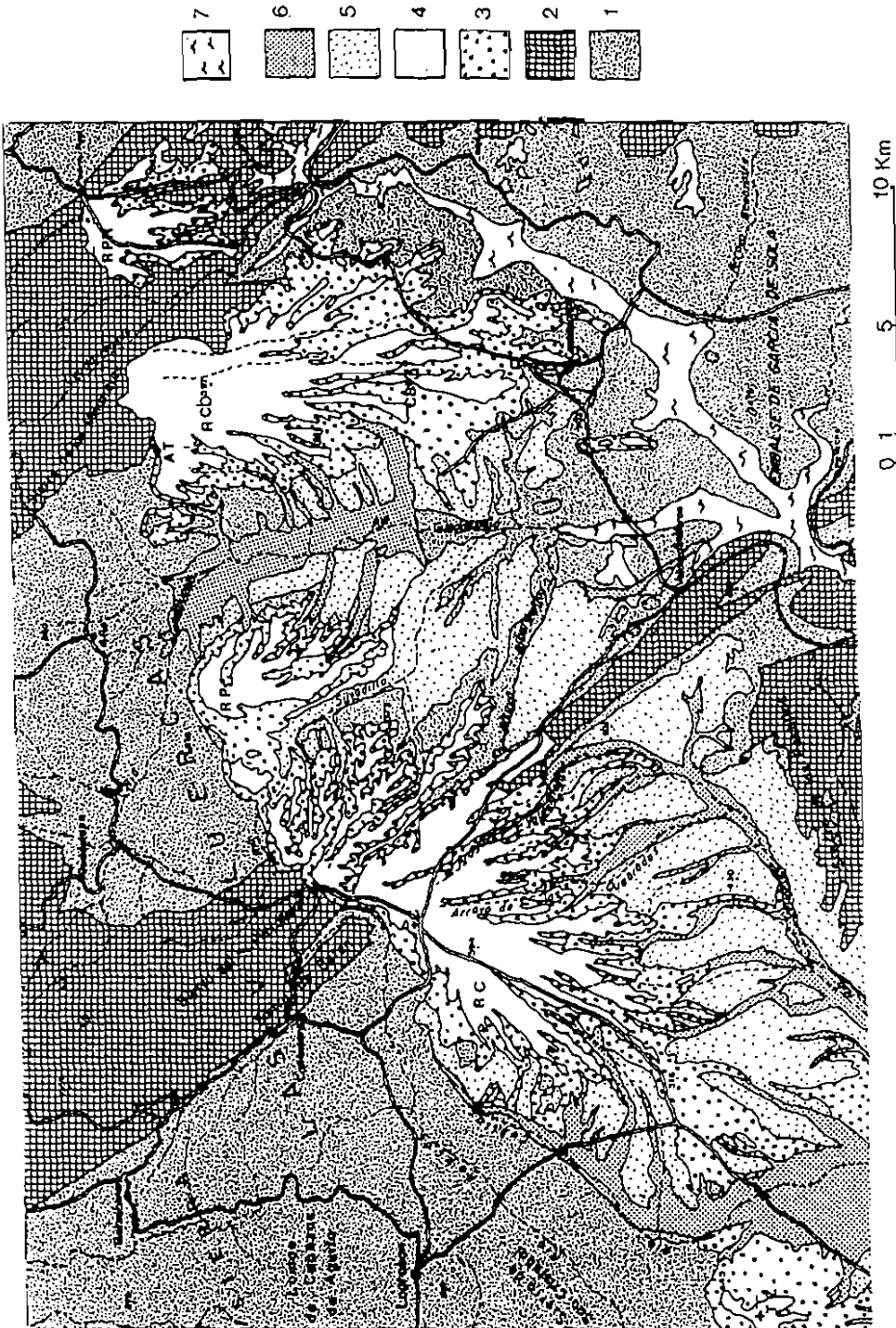


Fig. 1. Síntesis geológica de la zona. 1: Pre-Cámbrico. 2: Paleozoico. 3: Mioceno. 4: Formaciones de raña. 5 y 6: Cuaternario. 7 Agua embalsada.

445 m representa un relicto de una antigua plataforma tentacular de la raña de Cañamero, de la que fue separada por la acción erosiva de los ríos Ruecas y Cubilar.

La formación de raña del Pinar se sitúa entre los ríos Silvadillos y Guadalupejo. Constituye una gran mesa o cerro testigo de dirección N-S. Sus cotas quedan comprendidas entre los 620 m al N y los 550 al S y su pendiente longitudinal media es del 9%.

La formación de raña de Castellblanco se sitúa entre los ríos Guadalupejo y Guadarranque. Su altitud varía entre los 620 m al N y los 500 al S y su pendiente longitudinal media es del 6%.

Al SW de esta formación, y haciendo de divisoria entre los ríos Guadalupejo y Gadiana, se emplaza la Mesa de Cabezuelas, relicto de una antigua plataforma tentacular de esta formación de raña; su cota media es de unos 480 m.

La formación de raña del Puerto del Rey arranca como la anterior de las estribaciones de la sierra de Altamira, quedando limitada entre los ríos Guadarranque al W y Fresnedoso al E. Sus cotas varían entre los 630 m al N y los 560 m al S y su pendiente longitudinal media es del 9%.

La Foto núm. 1 muestra el aspecto general de la topografía en el entorno de la raña de Cañamero; a la izquierda de la misma, y con una dirección aproximada NE-SW, se ha delimitado la posible superficie de erosión permotriásica (SPT).

Respecto de los ríos y arroyos encajados en estas formaciones es muy común (ESPEJO, 1978) que sus vertientes sean convexas en su parte superior y cóncavas en la inferior, presentando un notable segmento rectilíneo intermedio.

GENESIS Y EVOLUCION GEOMORFOLOGICA

Al analizar la disposición de las rañas estudiadas respecto de las alineaciones montañosas con las que se relacionan, se observa que mientras estas últimas poseen una dirección NW-SE las rañas la tienen N-S; no existen en la zona superficies de raña

con una dirección o gradiente de pendientes perpendicular a las vertientes de las sierras. Por otro lado, las superficies de raña de Castellblanco y del Puerto del Rey enlazan con las vertientes de la Sierra de Altamira sin que existan solución de continuidad entre éstas y la superficie de raña.

De lo anterior deducimos que las formaciones de raña estudiadas no son formaciones de ladera, sino de aluvionamiento; reúnen las características de pendiente y longitud de los glaciares de piedemonte (JOLY, 1950). El arranque o comienzo de estas superficies se sitúa en la parte más meridional de los valles que recogen la escorrentía de las sierras de las Villuercas y de Altamira y que sirven de curso a los actuales ríos Ruecas, Silvadillos, Guadalupejo y Guadarranque.

Desde un punto de vista morfológico, las superficies de raña estudiadas constituyen, pues, glaciares de piedemonte y no glaciares de vertiente, lo que concuerda con las observaciones de MOLINA (1975) sobre las rañas del Campo de Calatrava. Estos glaciares fosilizan, como señalamos anteriormente, a una superficie de erosión previa.

De lo expuesto en el punto 2) del apartado Geomorfológica se deduce que la superficie de erosión pre-raña debió tener una pendiente análoga a la de las actuales superficies de raña. Al ciclo de erosión que modeló esta superficie debió seguir un período biostático (ERHART, 1956) bajo unas condiciones climáticas cálidas-húmedas que propiciaron el desarrollo de suelos y frentes de alteración profundos, como evidencia la presencia de un potente paleosuelo, sustentado en esta superficie y fosilizado por la raña (véase apartado Geología-Litología).

El ciclo morfogenético que originó los depósitos de raña se inicia tras este período de calma; el hecho de que sobre una superficie de erosión sustentada por sedimentos de carácter fino se depositen los materiales de la raña, de carácter fanglomerático, revela un cambio en las condiciones del medio que favorecieron el inicio de un período reixtático (ERHART, 1956). En primer lugar, debió producirse un incremento en la diferencia de energía potencial entre el área de erosión y la de deposición que reactivara la acción de los agentes erosivos, lo que apoya la incidencia en el desencadenamiento del proceso de una actividad de tipo tectónico que rejuvenecería el relieve del área madre.



Foto 1. Detalle raña de Cañamero: S: superficie del «Corrijo de Almansa», SPT: posible superficie de erosión pennorrriásica. La equidistancia de nivel entre ambos es de 20 m. El segmento acotado representa 2 kilómetros.

El carácter de los sedimentos de las formaciones estudiadas, conteniendo en las zonas próximas a su área madre bloques de cuarcita superiores a un metro cúbico (ESPEJO, 1978), sugiere mecanismos de transporte especiales, como pudieran ser los que se dan en la actualidad en áreas de clima árido o semiárido con períodos de lluvias violentos que favorecen los transportes en masa. HUBSCHMAN (1975) utiliza la presencia de grandes bloques y el espesor de las formaciones detríticas como criterios para asignar un origen torrencial en ambiente árido a las formaciones de piedemonte pliocenas y a los depósitos detríticos del Donau, en el Pirineo Garonnes, y diferenciarlos de los depósitos fluviales risienses y wurmienses. La Tabla I recoge la distribución por tamaños de los elementos gruesos de las formaciones de raña de Cañamero y Castillblanco; para cada formación de raña se han seleccionado una serie de puntos de observación progresivamente más alejados del área madre (véase apartado Métodos de Estudio). La Tabla II recoge la distribución de los índices de desgaste de los elementos gruesos de las dos formaciones de raña anteriormente citadas. En la formación de raña de Castillblanco, ante la escasez de cuarzos filonianos, se determinó el índice de desgaste para elementos cuarcíticos.

Al analizar los diagramas de frecuencias de los índices de desgaste de los elementos gruesos de las rañas de Cañamero y Castillblanco (Fig. 2) se observa que al aumentar la distancia del punto de muestreo el área madre:

1) La fracción modal se desplaza a la derecha.

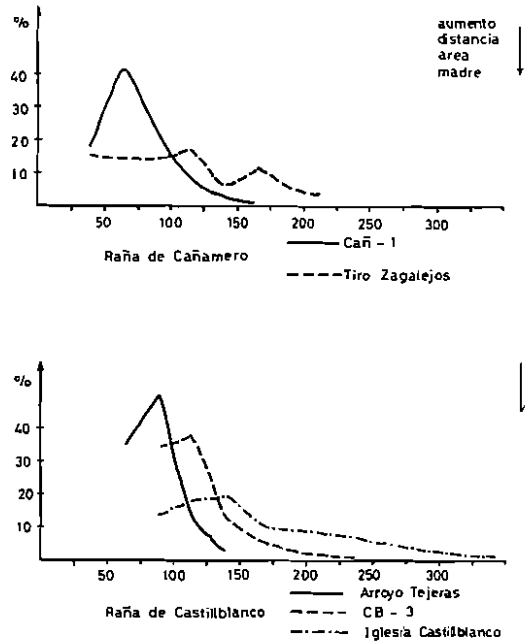


Fig. 2. Diagramas de frecuencias de índices de desgaste (Id).

2) Los diagramas presentan una dispersión de valores cada vez mayor, tendiendo a hacerse polimodales.

Lo primero es de esperar, dado que el desgaste de todo material transportado es función del recorrido; sin embargo, el desplazamiento de la fracción modal parece excesivo para incrementos no muy

TABLA I

Sup. raña	Punto de observación	INTERVALOS DE TAMAÑO (cm)							Tamaño máximo observado
		2-5	5-10	10-15	15-20	20-25	25-30	30-35	
Cañamero	Cañamero-1 (1)	28	32	23	8	5	3	1	53
	Tiro Zagalejos (1)	36	42	17	3	2	—	—	23
Castillblanco	Arroyo Tejeras (2)	31	27	22	10	4	3	3	65
	Castillblanco (2)	39	46	13	2	—	—	—	30
	Iglesia Cast (2)	44	49	7	—	—	—	—	21

(1) Calicata. (2) Corte natural.

TABLA II
DISTRIBUCION INDICES DE DESGASTE

Litología	Sup. raña	Punto de observación	INTERVALOS DE VALORES DE ID											
			50-75	75-100	100-125	125-150	150-175	175-200	200-225	225-250	250-275	275-300	300-325	325-350
Cuarzo	Cañamero	Cañamero-1	18,57	42,85**	22,85	8,57	4,82	2,85	—	—	—	—	—	—
		T. Zagalejos	16,90	15,38	15,38	18,98**	7,69	12,82*	7,69	5,12	—	—	—	—
Cuarcita	Castillblanco	A. Tejera	34,66	50,00**	13,33	2,10	—	—	—	—	—	—	—	—
		Cast-3	—	35,89	38,50**	13,20	5,66	3,75	2,00	1,00	—	—	—	—
		I. Castr.	—	14,80	18,00	19,33**	11,30	9,70	8,85	6,10	5,05	3,32	1,10	1,46

** Fracción modal primaria.
* Fracción modal secundaria.

grandes de distancia (en la raña de Cañamero la distancia lineal entre las estaciones Cañamero-1 y Mesa del Tiro de Zagalejos es de 18 kilómetros; en la raña de Castillblanco la distancia entre Arroyo Tejera y Castillblanco-3 es de 10 kilómetros y entre CB-3 e Iglesia de Castillblanco, de 5 kilómetros), máxime teniendo en cuenta la gran consistencia del material: cuarzo filoniano y cuarcita. Podemos pensar, pues, que los elementos gruesos de estas formaciones han efectuado recorridos muy superiores a los que corresponden a su distancia lineal al área madre, lo que se explicaría mediante el siguiente proceso: los ríos, rejuvenecidos tectónicamente, transportarían gran cantidad de sedimentos en régimen torrencial violento, depositándolos a la salida de los valles montañosos sobre la superficie de erosión pre-raña, originando un sistema de macroconos de deyección; los diferentes conos se unirían lateralmente y un sistema de cursos de agua no definidos, en canales anastomosados y cambiantes, transportarían los sedimentos de un punto a otro, sometiendo a un desgaste cada vez mayor.

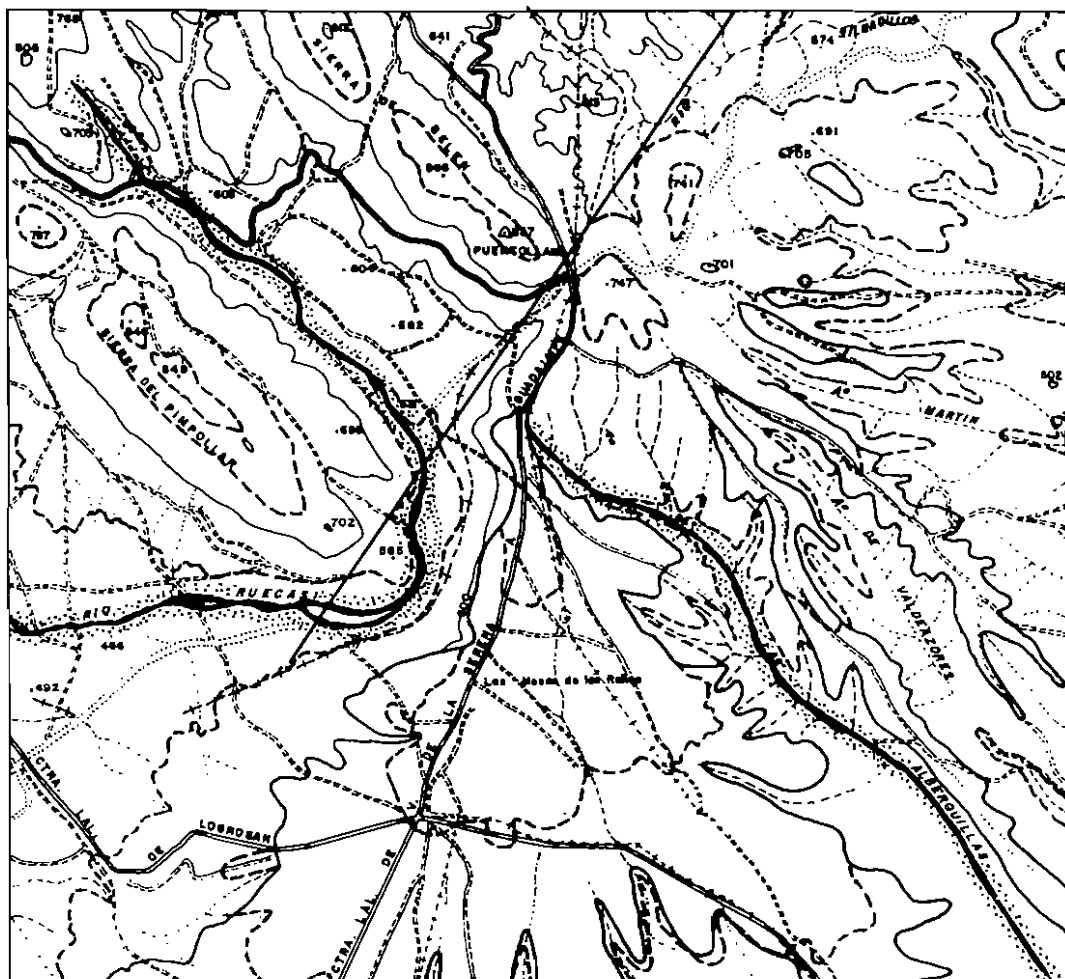
La anterior hipótesis se ve corroborada por el hecho de que los histogramas de los índices de desgaste de los elementos gruesos (Fig. 2), que son unimodales y con muy poca dispersión en los cortes o puntos próximos al arranque de estas formaciones (Cañamero-1, Arroyo Tejera), se hacen polimodales y dispersos al alejarnos al área madre (Tiro Zagalejos, Iglesia de Castillblanco), lo que podemos tomar como un índice de «contaminación» por mezcla de materiales aportados por diferentes torrentes.

Tras el desarrollo de esta amplia superficie de raña se debió producir un nuevo cambio en las condiciones ambientales, fundamentalmente en lo que al clima respecta: éste evoluciona hasta hacerse cálido-húmedo; se implanta así un nuevo y posible amplio ciclo biotásico, como demuestra el potente suelo desarrollado sobre los depósitos de raña, con muestras de alteración y evolución no observados en ninguno de los suelos desarrollados en los ciclos climáticos posteriores (ESPEJO, 1978).

La «gravilla» con pátina oscura rica en óxidos Fe y con núcleo rojo, presente en los 30-50 cm más superficiales de estas formaciones, podría proceder de los núcleos de los elementos gruesos cuarcíticos alterados y fragmentados; estos fragmentos, con

óxidos de Fe libres, se endurecerían por un proceso de deshidratación en el que se generaría la pátina negra; esta hipótesis apunta a la existencia de un ciclo climático árido precuaternario (no se han descrito acumulaciones superficiales de «cuarcitas»

con estas características en formaciones tipo terraza fluvial), ciclo árido que podría corresponderse con el que generó la superficie del «Cortijo de Almansa» (Sup. S' en la Foto 1), tipo glacis-terracea (ESPEJO, 1978), cuyo arranque se sitúa unos 45 m



Escala aprox. 1:60.000

Fig. 3. Mapa de detalle de la zona de arranque de la raña de Cañamero.

por debajo del nivel de la raña de Cañamero y cuyos suelos muestran una gran vejez (ROQUE-RO, 1986).

A lo largo de este proceso evolutivo, los ríos han experimentado notables cambios no sólo en su régimen, sino en su curso. En el caso del Rucacas, tras el establecimiento de la superficie de erosión pre-raña, debió discurrir con una dirección NE-SW coincidente con la actual de este río en su curso alto, antes de su «encuentro» con la raña de Cañamero y con la del río Alberquillas, actual afluente del Silvadillos.

Al iniciarse el ciclo morfogenésico de la raña aumenta la pendiente longitudinal del río en su curso alto y como consecuencia del cambio climático empieza a actuar como torrente, dejando a la salida de las sierras del Pimpollar y de Belén uno de los inmensos conos de deyección generadores de la primitiva superficie de raña. Al iniciarse un posterior ciclo climático más húmedo se regulariza el régimen de lluvias y el torrente vuelve a actuar como río, al tiempo que empieza a encajarse; los propios sedimentos de la raña suponen una barrera infranqueable para que el río retome su primitiva trayectoria, por lo que da un giro de 180°, bordeando la Sierra del Pimpollar.

La Figura 3 recoge la morfología de la zona de arranque de la raña de Cañamero; en ella se han destacado los actuales cursos de los ríos Rucacas y Alberquillas.

Con el inicio de los sucesivos ciclos morfológicos pleistocenos, en que se estructura la actual red fluvial que comienza a encajarse en lo que en su día debió ser un amplio glacis de acumulación, empieza el proceso de destrucción del mismo por la acción erosiva remontante de los cursos de agua. El hecho de que las vertientes de los arroyos encajados en estas formaciones presenten vertientes de perfil continuo, sin irregularidades, indica que en el proceso de encajamiento no han afectado las fluctuaciones climáticas (ciclos glaciares e interglaciares) generadoras de los depósitos tipo terraza fluvial; ello podría ser consecuencia de que el levantamiento epirogenético que propició el rejuvenecimiento del relieve en la zona y el inicio del ciclo morfogenésico de la raña fue tan notable que enmascaró los sucesivos cambios del nivel de base de los ríos derivados de los cambios climáticos.

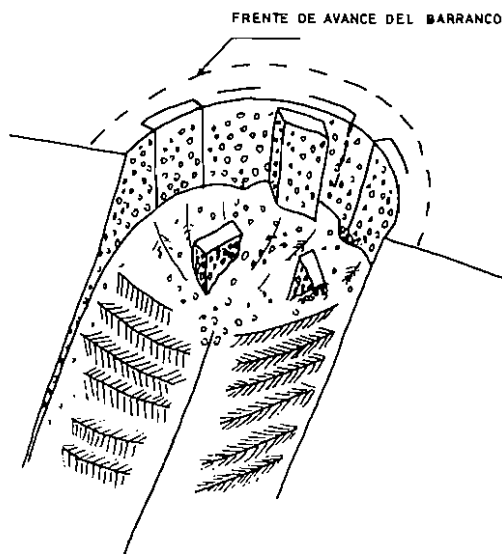


Fig. 4.

PROCESOS EROSIVOS ACTUALES

El proceso de destrucción, por la acción erosiva remontante del sistema fluvial encajado en estas formaciones de raña, continúa en la actualidad.

La pérdida de suelo por erosión laminar se pone de manifiesto por la acumulación residual de elementos gruesos cuarcíticos en la parte superior o convexa de las vertientes. La presencia en éstas del segmento rectilíneo intermedio es un indicador, según BLOOM (1974), de una acción erosiva excepcionalmente rápida.

En éstas, al igual que en otras formaciones de raña, son típicos los macrobarrancos (localmente denominados «argayos») que festonean sus plataformas. Se desarrollan principalmente en la parte superior de las vertientes, aunque es frecuente que afecten a la totalidad de las mismas; su principal característica es, aparte de presentar una planta semicircular, el tener en los 3-6 m superiores (que afectan a los sedimentos de las rañas) paredes completamente verticales.

El proceso de formación de dichos barrancos en los que la erosión en masa es notable se inicia en las cárcavas que la erosión hídrica crea en las vertientes, principalmente en las zonas en que por acti-

vidad humana (desbroce, trazado de cortafuegos...) ha desaparecido la protección de la cobertura vegetal. Una vez que la cárcava ha incidido lo suficiente como para abrir una brecha en la cobertura detrítica de la raña, la pérdida de apoyo lateral produce una relajación o descompresión en los sedimentos de la raña, estableciéndose planos de discontinuidad paralelos a las paredes de las cárcavas. El alto grado de cohesión de los materiales de raña, derivado en parte del alto contenido en oxihidróxidos de Fe y de la ausencia de arcilla natural-

mente dispersa (ESPEJO, 1987), es la causa de que en lugar de producirse un desmoronamiento progresivo de las paredes del barranco se separen, a partir de los planos de discontinuidad, masas prismáticas de suelo de gran tamaño; éstos, en época de lluvias, resbalan sobre el sustrato plástico constituido por los sedimentos detrítico-finos miocenos y se separan del cuerpo de la araña.

La Figura 4 representa esquemáticamente la evolución de este tipo de barrancos.

SUMMARY

A morphological and litological characterization of raña formations related to the mountain ranges of Villuercas and Altamira (central Extremadura) is made in this paper.

Some considerations are made of the climate and landscape prevailing through the morphogenetic cycle and later evolution of these formations taking as a basis the sedimentological particularities and the nature of the materials and surfaces they overlie.

BIBLIOGRAFIA

- BOUYX, E., 1970: «Contribution a l'étude des formations ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. Inst. Geológico y Minero de España*, 73: 1-261.
- CAILLEUX, A., 1947: *L'indice d'emousse: définition et première application*. C. R. Somm. Soc. Geol. Franc., 13, 250 pp.
- CAILLEUX, A., y TRICART, J., 1963: *Introduction a l'étude des sables et des galets*. Tres tomos. París.
- ERHART, H., 1956: *La genese des sols en tant que phenomene geologique*. Masson et Cie. París, 99 pp.
- ESPEJO, R., 1978: *Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo raña del sector Cañamero-Horcajo de los Montes*. Tesis Doctoral. ETSI Agrónomos de Madrid, 469 pp.
- ESPEJO, R., 1986: «Procesos edafogénicos y edad de las formaciones tipo raña relacionadas con las es-tribuciones meridionales de los Montes de Toledo». *Anales Edafología y Agrobiología*, XLV, 5-6: 655-680.
- ESPEJO, R., 1987: «The soils and ages of the "raña" surfaces related to the Villuercas and Altamira mountain ranges (Western Spain)». *Catena*, 14: 399-418.
- ESPEJO, R., 1988: «Génesis de las segregaciones de oxihidróxidos de Fe en algunos suelos de raña». Comun. II Congreso Nacional Ciencia del Suelo. Sevilla.
- GALLARDO, J., y MOLINA, E., 1982: «Relaciones entre procesos edáficos y superficies morfológicas (Vertiente Noroeste de la Sierra de Francia)». *I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero*. Salamanca, 1979. Publicado por el IGME, 1982, pp. 211-223.
- HERNÁNDEZ PACHECO, F., 1970: *Memoria geológica de la hoja a escala 1:200.000 núm. 52 (Talavera de la Reina)*. IGME.
- JOLY, F., 1950: «Pediments et glacis d'érosion dans la Sud-Est de Maroc». *CR. Congr. Int. Geogr.* Tomo II, Secc. II, pp. 101-125. Lisboa, 1949.

- MOLINA, E., 1975: *Estuato del Terciario superior y del Cuaternario del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. CSIC, 3, 106 pp., Madrid.
- PÉREZ CHISCANO, J. L., 1975: *Vegetación arbórea y arbustiva de las sierras del NW de la provincia de Badajoz*. Tesis Doctoral. Fac. Farmacia. Madrid, 268 pp.
- RIVAS GODAY, S., 1964: *Vegetación y flora de la cuenca extremeña del Guadiana*. Publ. Exc. Diputación de Badajoz.
- ROQUERO, C., 1986: Datos no publicados.
- USDA, 1975: *Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. USDA. Handbook, núm. 463. Washington DC. Gov. Printing Office, 754 pp.
- VAUDOUR, J., 1977: *Contribution a l'étude geomorphologique d'une region mediterraneene semi-aride; la région de Madrid; alterations, sols et paleosols*. These. Univ. D'Aix-Marseille, 634 pp.