

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LAS LAGUNAS DE RUIDERA (ALBACETE-CIUDAD REAL)

J.A. González Martín (*), S. Ordóñez (**) y M.^a A. García del Cura (***)

RESUMEN

Las Lagunas de Ruidera pueden considerarse un sistema fluvio-lacustre de represas travertínicas asociadas a exurgencia kársticas.

Se describen los elementos geomorfológicos de estos depósitos travertínicos: edificios de barrera, terrazas travertínicas, depósitos carbonáticos detríticos, así como los elementos geomorfológicos detríticos existentes: acumulaciones de ladera, de fondo de valle, etc. A partir de ambos se establece un esquema de evolución geomorfológica del sistema fluvio-lacustre de Ruidera.

Palabras clave: *Geomorfología, Lagunas de Ruidera, sistema fluvio-lacustre, Cuaternario, carbonatos fluviales, tobas calcáreas, travertinos, represas travertínicas, lagunas travertínicas, carbonatos de cascada.*

ABSTRACT

The Ruidera Pools may be ascribed to fluvio-lacustrine travertine dams system associated with springs related with karstified jurassic materials.

Geomorphological elements of travertine deposits, as dam travertines, terrace travertines, muddy detrital travertine deposits, are described. Older coluvial deposits and present-day valley slope deposits are described also. A geomorphological evolution of Ruidera Pools system supported by both geomorphological elements is proposed.

Key words: *Geomorphology, Ruidera pools, fluvio-lacustrine system, Quaternary, fluvial carbonates, calcareous tufts, travertine, travertine dam, travertine pools, water carbonates.*

Introducción: antecedentes bibliográficos y rasgos generales

El paisaje de las Lagunas de Ruidera se inserta por debajo de la amplia superficie de erosión que arrasa los materiales mesozoicos que delimitan por el Sur la región manchega y constituyen el denominado "Campo de Montiel". Esta unidad morfoestructural ofrece unos rasgos geológicos y geomorfológicos bastante uniformes. Así, desde el punto de vista litológico y estratigráfico, el Campo de Montiel está formado por un potente conjunto de carnioles jurásicas que se apoyan sobre los estratos margo-yesíferos del Keuper, que fosilizan, a su vez, rocas paleozoicas plegadas por

la orogenia hercínica. Tectónicamente, los citados materiales mesozoicos del Campo de Montiel ofrecen una disposición más o menos horizontal, que ha sido resaltada por la bibliografía geológica (Hernández Pacheco, 1929; Hernández Pacheco, 1949; Planchuelo, 1954; Defalque, 1976).

En el paisaje de este área resalta la presencia de unas nítidas cimas planas que destacan 200-250 m por encima de la llanura manchega; esta morfología es el resultado de varias superficies de erosión que se han desarrollado sobre la estructura del Campo de Montiel. Así se ha concretado la existencia de tres superficies erosivas que se vinculan cronológicamente con los tiempos miocenos (Pérez González, 1982).

(*) Departamento de Geografía. U.A.M. Cantoblanco. Madrid 28049.

(**) Departamento de Petrología. U.C.M. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

(***) Instituto de Geología Económica. C.S.I.C.-U.C.M. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

El sistema hidrológico de Ruidera se encaja sobre la superficie más reciente y se ubica en un valle bastante estrecho y escarpado, abierto sobre las carniolas del jurásico y margas del Keuper; presenta una rígida alineación SE-NW por donde discurren las aguas del Alto Guadiana; este conjunto se encuentra constituido por una serie de 15 lagunas y hoyas engarzadas unas con otras, a lo largo de una longitud de 25 Km; el desnivel existente entre la primera laguna de importancia (Laguna Blanca: 870 m) y la última (Laguna del Cenagal: 750 m) es de 120 (fig. 1).

Las lagunas se disponen de una manera escalonada a lo largo del perfil longitudinal y un edificio de barrera travertínica cierra, a modo de represa natural, cada una de ellas. La extensión de las lagunas es generalmente pequeña (800 m × 250 m), salvo alguna excepción (Laguna San Pedra: 1600 m × 400 m, Laguna Colgada y del Rey: 2500 m × 450 m). Su profundidad es variable en función de la climatología, llegando alguna de ellas a secarse en épocas de sequía (Laguna Blanca). Las lagunas más extensas presentan profundidades mayores, posiblemente de 15-20 m; sin embargo se han llegado a citar profundidades de 40 m para la Laguna Colgada (M.O.P.U. 1982), de hasta 80 m para la Laguna San Pedra (Planchuelo, 1944) y de 200 m para la Laguna Colgada y del Rey (Sole, 1978), estas profundidades, no confirmadas por nosotros, nos parecen exageradas.

En lo que respecta a la morfología existe un neto contraste entre las lagunas que vamos a llamar "altas" (Tomilla, Tinajas, San Pedra, Redondilla, Lengua, etc.) y las "bajas" (Cueva de la Morenilla, Coladilla, Cenagal, etc.); en conjunto, su aspecto no debe ser muy diferente al del conjunto de lagos, también escalonados, sitios en Plitvice (Yugoslavia) y estudiados por Roglic, 1977.

Las altas presentan una serie de rasgos que las diferencian de las bajas, que son:

- Presencia de sendas barreras con cascadas más o menos funcionales.

- Un perímetro circundado, generalmente por taludes y acantilados tobáceos con una morfología muy típica en voladizo (en algunos casos sus orillas llegan a estar ocupadas por carrizos, espadañas, etc.) (fig. 2).

- Una mayor profundidad que condiciona, por un lado, las tonalidades azul-verdosas de sus claras aguas, y por otro el asentamiento escalonado por debajo de la lámina de agua de una serie de plantas acuáticas, cuya organización y densidad siguen las pautas de la máxima y mínima luminosidad.

Por el contrario las lagunas bajas ofrecen un semblante completamente distinto: tamaño menor, ausencia de barreras funcionales y de sus cascadas correspondientes, formas pandas y suaves del receptáculo, que se traduce en una profundidad escasa o casi nula, ausencia de acantila-

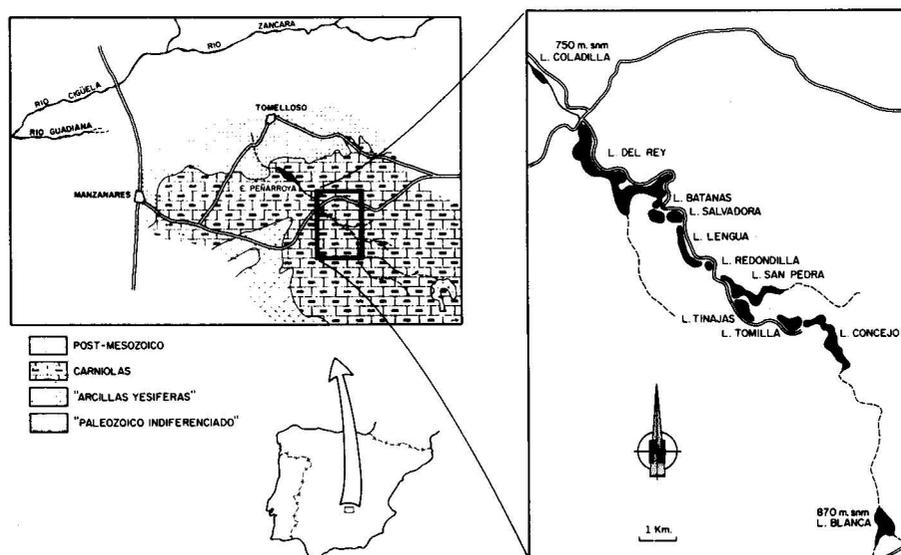


Fig. 1.—Esquema de situación geográfica.

dos tobáceos (salvo alguna excepción), carácter cenagoso de sus fondos, etc.

Entre los distintos procesos geomorfológicos que actualmente se registran en Ruidera, quizá sea el de la precipitación de carbonatos el que todavía alcance una mayor intensidad. Este está ligada a una serie de factores físico-químicos (Ordóñez y Felipe en prep.), parte de los cuales dependen del clima. El estudio y tratamiento de los datos climáticos recientes de los tres observatorios existentes en la zona (Lara, 1984), nos precisa que la temperatura media anual se sitúa en torno a los 14° C, siendo el mes más cálido julio (24,0° C, 26,3° C y 26,6° C) y el más frío enero (5,7° C, 4,7° C y 5° C). La media anual de precipitaciones es moderada: Peñarroya: 369 mm, Argamasilla: 459 mm y Munera 479 mm; también es apreciable una fuerte variabilidad interanual, habiéndose recogido en Peñarroya la máxima precipitación anual (605 mm) durante 1969 y la mínima (109 mm) en 1954. Las precipitaciones se concentran en primavera e invierno, pudiendo decir que se trata de un clima con claro talante mediterráneo que se manifiesta en esos meses de sequía estival.

Los primeros estudios en este sector (Hernández Pacheco, 1929) realizan una descripción somera de lagunas y cascadas, explicando la orientación SE-NW del valle por las características estructurales que presentan los materiales silúricos y mesozoicos, posteriormente Hernández Pacheco, 1949, vincula la génesis de los lagos a torcas abiertas en los yesos, que enlazadas en línea, originaron el hondo valle del alto Guadiana. Planchuelo, 1944 y 1945, cataloga este complejo la-

custre como "lagos de origen tectónico, de tipo abierto con emisarios subterráneos. Ciertos investigadores observan la génesis del alto valle del Guadiana con una visión contraria a los hipotéticos fenómenos de hundimiento acontecidos en las carniolas, al no advertirse éstos sobre el terreno, y piensan que esta forma deprimida habría sido originada simplemente por mecanismos de erosión lineal vinculados a corrientes de agua antecesoras de las actuales (Dupuy de Lome, 1954). Entre los criterios de carácter complementario hay que apuntar la teoría señalada por Jessen, 1946, que consideraba un fondo de valle revestido por tobas y sobre el que se han encajado escalonadamente las formas deprimidas de las lagunas, intentando dar una explicación genética a las formaciones tobáceas, basada en las contrastadas condiciones de temperatura-humedad y en sus consecuencias sobre la vegetación acontecidas durante los tiempos "Cuaternario" y "postdiluvial". Finalmente, Ruidera ha sido vista bajo una perspectiva kárstica, considerando que funcionarían como fuentes vaclusianas (Sole, 1952), que al aflorar se instalarían en sendas depresiones de origen kárstico (uvalas y poljes) excavadas en los estratos mesozoicos (Sole, 1978).

Por nuestra parte hemos realizado varias campañas de campo y laboratorio (1981-1985), que han puesto de manifiesto las vinculaciones de las distintas facies tobáceas y travertínicas con la morfología y petrología (Ordóñez, González y García, 1985), se han analizado sus aguas (Ordóñez et al, 1985), se ha levantado una cartografía geomorfológica de detalle y se han estudiado sus características petrológicas y mineralógicas (Or-

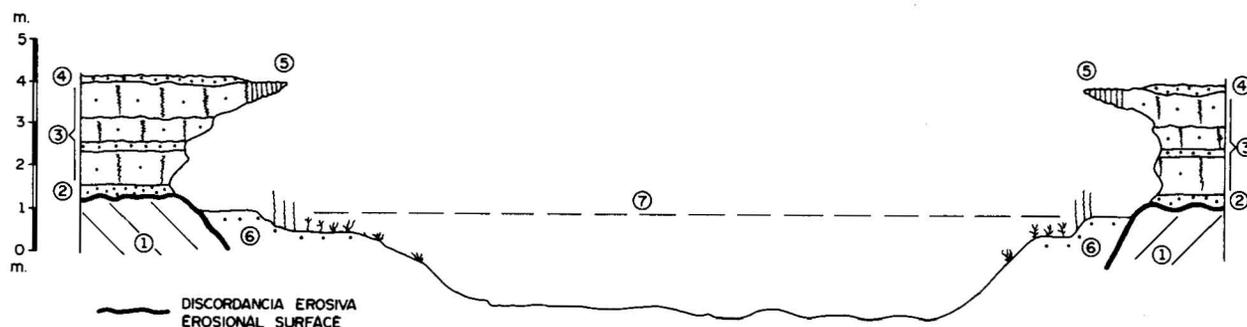


Fig. 2.—Corte transversal de la Laguna Tinajas (NE-SW). 1) Formación travertínica antigua. 2) Limos tobáceos basales: terraza travertínica reciente. 3) Facies mixtas (biogénicas y detríticas) intermedias: terraza travertínica. 4) Limos tobáceos del techo de la terraza. 5) Facies tobáceos de musgos parietales. 6) Limos carbonáticos de precipitación actual. 7) Altura lámina de agua (julio 1984).

dóñez, González y García, 1986). En este artículo se describen y analizan los rasgos geomorfológicos de este sector, señalándose los distintos tipos de acumulaciones detríticas y químicas existentes, a la vez que se propone un esquema evolutivo de la región.

Características geomorfológicas del sistema lacustre de Ruidera

Descripción general

Las Lagunas de Ruidera se ubican, como la mayor parte de las acumulaciones tobáceas del mundo mediterráneo, en las inmediaciones de una apreciable serie de exurgencias con aguas de procedencia infiltrada en cercanos conjuntos kársticos. En este contexto, Ruidera mantiene los siguientes factores comunes, de orden geomorfológico, respecto a otros parajes mediterráneos de esta naturaleza carbonática:

- Existencia de importantes fenómenos de precipitación de carbonatos en medios externos vinculados a una intensa mineralización de las aguas, la cual ha sido adquirida en karst de naturaleza profunda y favorecida en el Campo de Montiel por la fuerte porosidad de las carnioles jurásicas.

- Dominio de una situación biotásica neta, tanto en las zonas donde se ha registrado la infiltración (con ambientes bioclimáticos favorables a la disolución), como en las áreas de exurgencia y ubicación de los edificios tobáceos; estos parajes suelen caracterizarse por una fitoestabilización de las vertientes en aquellos tramos del valle donde se disponen estos conjuntos carbonáticos.

- Otro factor común, cuyo papel parece ser especialmente decisivo en algunas regiones mediterráneas —Provençe, Andalucía, Atlas— (NICOD, 1981), es la presencia, próxima a los edificios tobáceos de afloramientos de naturaleza yesífera; éstos parecen haber liberado, en aquellos dominios, cierta cantidad de sulfatos que, transportada por el agua, ha controlado la solubilidad de las soluciones, favoreciendo así la precipitación físico-química. En el caso de Ruidera son numerosos los afloramientos margo-yesíferos del Trias, sin embargo, los análisis que hemos efectuado en las aguas de las lagunas, no parecen denunciar, para el momento actual, un papel demasiado relevante de los sulfatos, si bien en el pasado, bajo otras condiciones climáticas, pudo ser mayor.

El reconocimiento y realización de una cartografía sobre el terreno, puso de manifiesto la

existencia de una serie de elementos geomorfológicos que habían pasado totalmente desapercibidos en las descripciones y estudios realizados hasta el presente. La naturaleza de estos hechos se corresponde, por un lado, con la presencia de una amplia variedad de acumulaciones detríticas de origen diverso (depósito de fondo de valle, niveles de acumulación fluvial, distintas generaciones de coluvios, etc.) y por otro, la existencia de diversos tipos de formaciones tobáceas, no sólo en los tiempos recientes (Holoceno-actual), sino también de probable edad más antigua.

Acumulaciones detríticas de fondo de valle

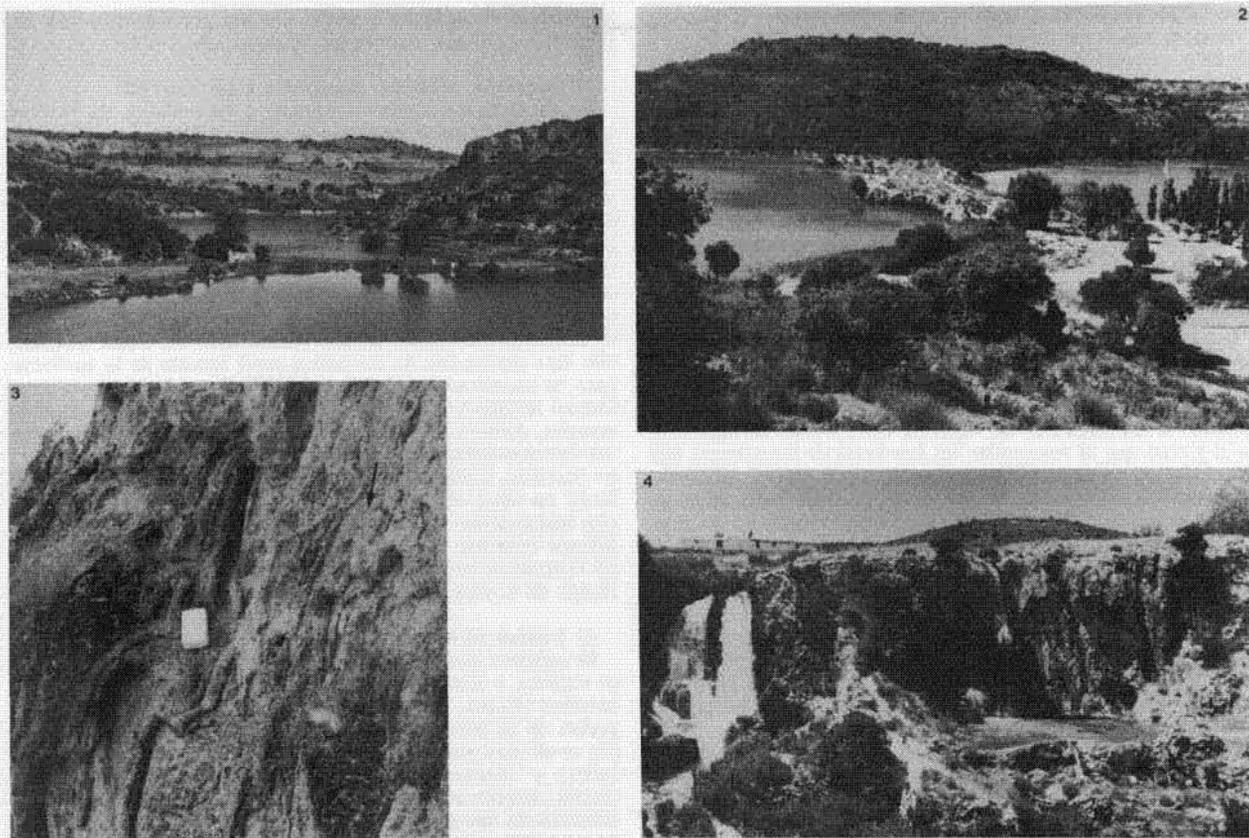
Se trata de una serie de formaciones compuestas por materiales detríticos, que han sido arrastradas en los talwegs de la zona por pulsaciones de corriente violentas, pero de carácter esporádico. Actualmente suelen ocupar posiciones bajas cercanas al mismo fondo del valle, pero en ciertas ocasiones se disponen colgadas sobre los cauces con alturas variables.

Los testigos más antiguos de esta naturaleza se asocian a conglomerados calizos subangulosos y muy cementados. En zonas algo alejadas de estos parajes, como en las inmediaciones del Castillo de Peñarroya acumulaciones de esta índole se encuentran ubicadas a varias decenas de metros de altura sobre el cauce actual del Guadiana y sirviendo concordantemente de muro a unas calizas travertínicas datadas como mio-pliocenas (Pérez González, 1982). Litofacies semejantes, aunque con posición cronológica más incierta, han sido localizadas, altimétricamente cerca de los cauces, en el área de Ossa de Montiel, concretamente en la cabecera del Aº de la Cañada. Sin embargo, en el interior del contexto de Ruidera hemos advertido numerosas acumulaciones detríticas situadas en distintos parajes de edad más reciente y con variables posiciones geomorfológicas y cronológicas.

Efectivamente, se trata de formaciones, unas veces con elementos heterométricos y otras mejor clasificados, estratificados o no, que tienen como característica esencial su naturaleza caliza y un escaso grado de desgaste en sus aristas. Las formaciones más espectaculares aparecen, de una manera diseminada, en la parte más deprimida del valle, es decir, en su mismo fondo; allí, incluso sirven de base a antiguos edificios de barrera travertínica (de cuya construcción son en parte responsables), hoy totalmente desarticulados (edificios sitios aguas abajo de la Laguna del Rey); en estos lugares, pueden presentar hasta un espesor visible de 10 m, en donde puede advertirse un muro constituido por elementos relativamente homométricos y dispuestos en lechos planos sobre los que se apoya una gruesa formación, incluso de bloques, de aspecto totalmente caótico; el desgaste de los fragmentos calizos es, en ambas unidades, nulo o casi nulo (margen izquierda, aguas abajo de la Laguna del Rey).

Junto a estas acumulaciones existen otras del mismo aspecto que se asocian a retazos cuya morfología cimera queda colgada 20 m sobre el talweg actual del Guadiana; la ubicación de estos materiales detríticos tiene lugar aguas abajo de la Laguna del Cenagal, preferentemente en la margen derecha.

Desde el punto de vista genético, todas estas formaciones parecen tener un origen similar: la puesta en marcha de los elementos detríticos ha tenido lugar bajo la acción de esporádicas pulsaciones de corriente acontecidas, tanto sobre el talweg de los barrancos y tributarios secundarios, como en el mismo cauce del pretérito Guadiana; esta dinámica se ha desarrollado, consecuentemente, bajo unas condiciones climáticas de carácter bastante seco y con el predominio de una situación de acusada ruptura de la fitoestabilización de las vertientes. En lo que respecta a su cronología relativa, hay que decir, que tanto los reta-



Lam. 1.—1) Vista transversal del valle del Alto Guadiana: Laguna Redondilla y cola de la Laguna Lengua. 2) Barrera travertínica entre las lagunas Salvadora y Batanas. 3) Vista lateral de un depósito carbonático de cascada. Laguna Tomilla. 4) Edificio travertínico complejo antiguo con depósitos de cascada correspondientes a la salida de la Laguna del Rey.

zos colgados +15–20 m, como los dispuestos en el fondo del valle constituyen los testigos cuaternarios más antiguos del sector; no presentan ningún resto tobáceo a escala macroscópica y son muy anteriores a la génesis de las formaciones tobáceas de Ruidera. Estas unidades detríticas pudieran, tal vez, pertenecer a dos fases climáticas diferentes separadas por una etapa de incisión registrada en el valle del Guadiana; sin embargo no faltan argumentos que parecen sugerir una datación sincrónica, de tal manera que, en una prolongada etapa del Cuaternario (quizá antiguo o medio) se produjeron unas condiciones suficientemente largas y/o intensas que motivaron una importante acumulación en el fondo del antiguo valle del Guadiana.

Para terminar este apartado hay que señalar la existencia en la zona de otros conjuntos detríticos, poco potentes y consolidados, con clastometría más calibrada, que se asocian a pequeños conos con formas totalmente definidas y bien conservadas; éstos se sitúan en la desembocadura de algunos arroyos en el valle principal y denotan una edad muy reciente; esta consideración cronológica es apoyada, no sólo por esa morfología perfectamente definida, sino también por la circunstancia estratigráfica de que sus derrubios fosilizan, a veces, estructuras de origen tobáceo.

Edificios y construcciones travertínicas y tobáceas

En lo que respecta a este tipo de formaciones hay que señalar en Ruidera la existencia de dos tipos de generaciones: 1) Edifi-

cios sitios en el fondo del valle (Holoceno-actual). 2) Edificios de edad más antigua (Cuaternario) colgados sobre el cauce.

1) Edificios sitios en el fondo del valle:

Los conjuntos situados en el fondo del valle del Guadiana presentan, salvo algunas excepciones, un carácter funcional aunque intensamente degradado por una serie de desafortunadas acciones antrópicas. Atendiendo a sus distintas posiciones geomorfológicas y a sus contrastadas condiciones genéticas se pueden distinguir los siguientes tipos de formaciones:

a) Los edificios de barrera: (lam. 1 y 2)

Desde el punto de vista geográfico son los que más destacan en el paisaje del lugar, merced a la vinculación que cascadas y saltos de agua muestran con respecto a esta variedad tobácea. Estos conjuntos funcionan bien a modo de retención parcial de agua o bien a modo de cascada y ofrecen una disposición perpendicular al cauce del alto Guadiana cerrándolo a modo de barrera.

En el caso de Ruidera, los edificios de este tipo han tenido un origen muy similar al de otras regiones travertínicas (Lang et Lucas, 1970; Geurts, 1975; Casanova, 1981; Roglic, 1981, etc.); su génesis inicial ha estado motivada por una precipitación de carbonatos de tipo físico-químico, donde la existencia de una oxigenación del agua y una desgasificación de las soluciones ha tenido lugar en tramos del valle que presentaban en el cauce una ruptura de pendiente local, o algún tipo de accidente microtopográfico. Esto se advierte en todas aquellas barreras que en el Alto Guadiana permiten observar la constitución de su base; en ellas puede examinarse como las estructuras carbonáticas basales de estos conjuntos se apoyan siempre sobre afloramientos com-

puestos por rocas duras, unas veces de edad jurásica (carniolas) y otras de edad cuaternaria y naturaleza detrítica (derrubios altamente consolidados procedentes de los antiguos arrastrés esporádicos sobre los talwegs); el carácter lateral de buena parte de estas unidades detríticas ha condicionado la ubicación de buen número de barreras que se disponen precisamente en los parajes de confluencia de ciertos barrancos con el cauce principal del Guadiana.

También, en este contexto de precipitación físico-química hay destacar la posición geográfica del conjunto de barreras del sector; éste se sitúa aguas abajo de la desembocadura en el Guadiana del Aº de la Cañada (con cabecera instalada en los alrededores de Ossa de Montiel), en cuyas vertientes son visibles repetidamente afloramientos de margas yesíferas del Triás.

Los procesos de naturaleza físico-química que han determinado la existencia de mecanismos de precipitación en el lecho, se han visto favorecidos por la instalación de toda una serie de organismos higrófilos (debido a las excelentes condiciones de oxigenación y transparencia del agua en estos puntos de agitación en el lecho) que al desarrollar sus funciones de fotosíntesis han reforzado los procesos de precipitación. Todo ello ha originado el progresivo crecimiento vertical de las barreras hasta alcanzar alturas de hasta 10-15 m. De este modo, las estructuras de estas barreras tobáceas (no siempre apreciables) ofrecen una superposición de estrechas capas, cuyo espesor fluctúa entre algunos decímetros y unos centímetros. En su base aparece, de una manera constante, una serie de lechos compuestos esencialmente por facies de musgos que describen ondulaciones con suave pendiente orientada hacia aguas abajo de la corriente; estas inflexiones se ciñen de un modo riguroso a las irregularidades microtopográficas presentes en el antiguo lecho rocoso y que fueron las principales responsables de la precipitación físico-química que daría origen a la barrera tobácea. Conforme la barrera fue adquiriendo una mayor altura, las facies de musgo fueron adaptándose a los nuevos y crecientes desniveles de los saltos de agua, diseñando para ello, y con carácter progresivo, inflexiones en sus capas cada vez más disimétricas, con peldaños subhorizontales cortos y trazos verticalizados bien desarrollados (Lam. 1.3). Finalmente, cuando la cascada alcanza una notable altitud las formaciones de musgo pasan a ofrecer capas con inclinaciones muy próximas a los 90º.

Concomitante a estas etapas de crecimiento se origina una lenta pero eficaz apertura de conductos kársticos en el interior de la masa travertínica, dada la porosidad notable de sus estructuras; éstos actuarán como desagüe parcial subterráneo de las charcas de retención y lagunas originadas aguas arriba y pueden, con el paso del tiempo, colapsarse y desarticular la barrera. Finalmente mencionar que existen otras comunidades vegetales de especies superiores que suelen ocupar posiciones más marginales de las barreras o áreas de las mismas, donde la actividad y caída de la corriente no es muy violenta. Estos elementos vegetales darán lugar a la aparición de facies tobáceas de tallos y tubos.

b) Las terrazas travertínicas:

La progresiva elevación del techo de los conjuntos de barrera origina aguas arriba una retención de aguas, cuya importancia va a venir determinada, entre otros factores, por la altura de la barra travertínica y la densidad de conductos kársticos que la atraviesan y su amplitud. Estas barreras provocan un remanso de la corriente y su paulatino crecimiento va a originar auténticas terrazas travertínicas. Estas formas, aparte de su disposición geomorfológica siempre dispuesta aguas arriba de la barra tobácea, se caracterizan por la exagerada horizontalidad de sus superficies (Lam. 2.1); en su interior (Lam. 2.3), allí donde es visible se advierten capas travertínicas horizontales y algunos niveles detríticos compuestos por restos orgánicos de naturaleza tobácea; éstos son el producto de algunas acciones episódicas de tipo erosivo efectuadas sobre conjuntos carbonáticos sitios aguas arriba. No obstante, hay que señalar el neto predominio de las estructuras de origen orgánico sobre las de tipo detrítico en las masas de estas formas planas. La potencia visible de estas unidades puede sobrepasar 5-8 m. y se insertan preferentemente en

las lagunas situadas en la parte alta del perfil longitudinal del Guadiana (Lengua, San Pedra, Tinajas, etc.).

c) Conjuntos tobáceos adyacentes a las barreras:

Se disponen en lugares contiguos a los edificios de barrera, aguas abajo de las mismas tras la brusca ruptura que la existencia de una cascada supone en la pendiente local del cauce. Se trata de una serie de acumulaciones que ofrecen en planta un aspecto triangular, cuya base se apoya sobre las estructuras de las barreras; están constituidas por estratos donde alternan, casi con la misma constancia, los niveles biogénicos, compuestos por tallos y formas tubulares (bien desarrolladas y verticalizadas) y sendos niveles detríticos integrados por calcarenitas de origen tobáceo, de nuevo procedentes, en parte, de la erosión parcial de edificios sitios aguas arriba; ambos tipos de capas muestran una neta inclinación de sus lechos en el sentido de la corriente, pero no excesivamente acusada (<10º). Estas formaciones constituyen acumulaciones muy deleznable a los procesos erosivos actuales, dada la escasa compactación y fragilidad de sus capas. Sus intensas tonalidades blanquecinas se adosan estrechamente a las barreras, fosilizando a veces sus facies de musgo (Laguna del Rey); en otras ocasiones, su apego a las barras tobáceas es tal que enmascaran, totalmente, su antiguo salto y el desnivel altimétrico existente entre dos lagunas consecutivas (Laguna Tomilla-Tinajas) es articulado merced al enlace que supone la suave rampa de la superficie de uno de estos conjuntos tobáceos.

d) Formas carbonáticas menores:

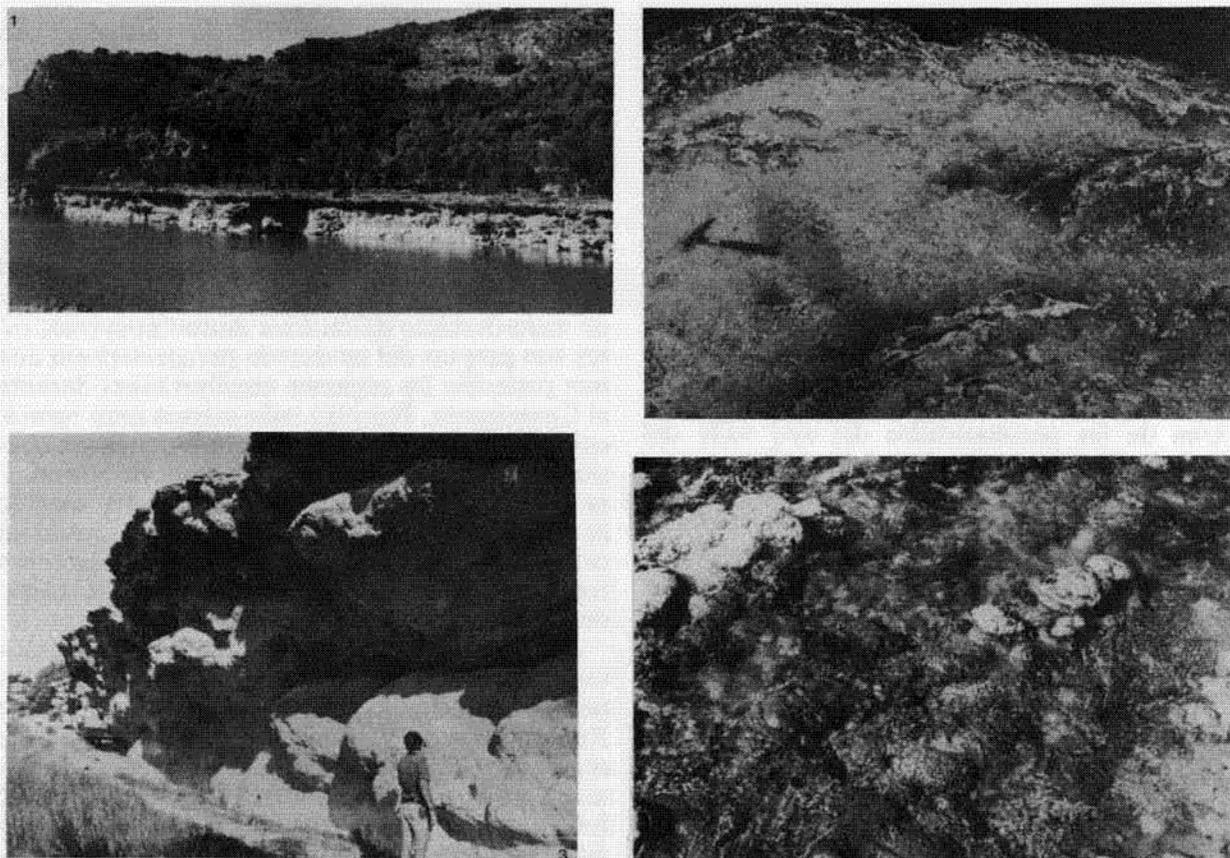
Se incluyen aquí un amplio grupo de acumulaciones con génesis variadas y complejas que se adhieren e insertan a las formas mayores (barras, terrazas, etc.) enriqueciendo determinados aspectos de su micromorfología. Entre ellas, las más destacables por su entidad pueden ser: las cortinas y flecos estalactíticos que cubren y adornan numerosos edificios de barrera (Lam. 2.4) sendas estructuras mamelonares de origen estromatolítico, capas tobáceas de musgo parietales recubriendo las orillas acantiladas de las terrazas travertínicas, incluso generando en estas techos y viseras en voladizo, etc.

Descritas ya las principales variedades tobáceas sitas en Ruidera, vamos a abordar algunas de sus consideraciones cronológicas; un rápido examen morfológico sugiere que el escalonamiento, aparentemente, normal que muestran los distintos edificios que jalonan en posiciones bajas el curso del alto Guadiana, conlleva una edad similar para todos estos conjuntos. Esta debe de ser relativamente cercana dada la funcionalidad que muestra la mayor parte de estos edificios tobáceos y que para nosotros debe ubicarse como Holocena-actual.

Sin embargo, un reconocimiento más detenido en estas formaciones que aparentan la misma edad pone de manifiesto la presencia dentro de algunas unidades (terrazza travertínica de la Laguna Tinajas) de acumulaciones de distinta edad; estas se encuentran superpuestas y la terraza holocena-actual se dispone nítidamente separada de otro conjunto más antiguo por una visible discordancia erosiva (Fig. 2). Estos datos y otros menos perceptibles pero también de esta índole nos obligan a reconocer la existencia de un escalonamiento complejo para formaciones aparentemente continuas e idénticas en su cronología. Sólo la ausencia de buenos cortes impide reconocer los antiguos perfiles longitudinales de los edificios travertínicos detectados en este nivel bajo y con ello, el levantamiento de una reconstrucción paleogeográfica más precisa.

Edificios no funcionales y colgados: +25 m y + 3-4 m:

Las cimas de estos edificios relictos se disponen colgadas entre +20-25 m. en las laderas superiores y +3-8 m. en las inferiores. Se asocian, preferentemente, a antiguos conjuntos de barrera que constatan, simplemente por su apariencia, una edad sensiblemente mayor que la de las formaciones tobáceas bajas: presentan un notable grado de endurecimiento y diagénesis y una



Lam. 2.—1) Terraza travertínica de la Laguna Lengua. 2) Vista en planta de la terraza travertínica con las láminas sucesivas de crecimiento (Laguna Lengua). 3) Terraza travertínica mostrando los sucesivos niveles de crecimiento correspondientes a los diferentes niveles del agua. (Laguna Tinajas). 4) Domos estromatolíticos en un canal localizado sobre un edificio antiguo (Laguna Tomilla).

elevada karstificación; ésta se manifiesta, tanto en la existencia de potentes costras parietales de calcita, como en el avanzado desarrollo de los conductos hipogeos del agua. Han sufrido fenómenos de colapsamiento desencadenados por hundimiento de bóvedas y caída gravitatoria de viseras estalactíticas.

Geomorfológicamente, estos antiguos edificios no se disponen de un modo escalonado (salvo alguna excepción) con respecto a los conjuntos más modernos. Las antiguas barreras se apoyan sobre roca "in situ" (edificios antiguos de La Laguna de la Lengua) (Fig. 3) o sobre las acumulaciones detríticas altamente consolidadas, puestas en marcha por pulsaciones violentas de corriente en cauces (edificios antiguos aguas abajo Laguna del Rey). Se da la notable circunstancia que la mayor parte de las barreras funcionales tienen sus estructuras, actualmente, dispuestas en el mismo punto del perfil transversal del valle, donde se ubican los edificios de cascada antiguos; esto demuestra hasta que punto la evolución morfológica y la construcción de conjuntos de barrera —antiguos y recientes— se encuentran subordinados por las condiciones topográficas locales, sin duda responsables de la precipitación físico-química de carbonatos en el lecho del río.

Entre los conjuntos de cascada colgados y desarticulados son de especial interés los situados en las lagunas Tinajas y Lengua, no sólo por la altura a la que se disponen sobre el cauce, sino por las variadas estructuras que se observan en su espesa y compleja estratigrafía. Igualmente, aguas abajo de la Laguna del Rey y hasta las inmediaciones del embalse de Peñarroya se ad-

vierten restos altamente diagenetizados de barreras; el número de estos retazos se hace mayor en estos parajes, pero disminuye su tamaño y la altitud de su techo respecto al talweg. Esta pro-

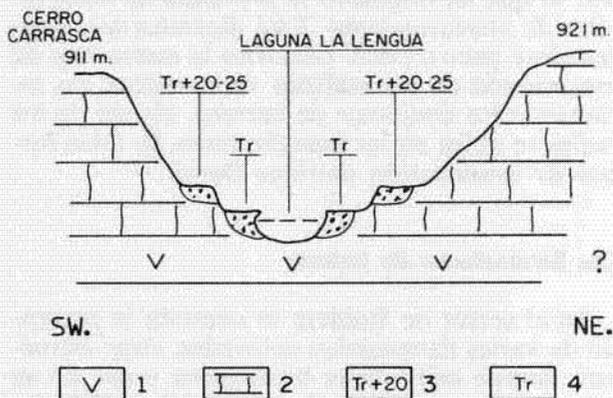


Fig. 3.—Corte transversal del Valle del Alto Guadiana (Laguna Lengua). 1) Yesos triásicos. 2) Calizas y carnioles jurásicas. 3) Edificios travertínicos antiguos de barrera. 4) Edificios travertínicos recientes de barrera y terrazas.

fusión de edificios antiguos en este tramo, obliga a pensar que a partir de la Laguna del Rey la cantidad de dispositivos lacustres era mucho más acusada que en la actualidad y que el paisaje no presentaba en aquellos tiempos las peculiaridades cenagosas que se aprecian hoy en día en las lagunas existentes en esta parte del valle. Finalmente, señalar que algunos edificios de cascada de este momento conservan todavía los peculiares restos de estructuras tobáceas de conjuntos adyacentes, por lo que este tipo de acumulaciones han existido también en el pasado. En lo que respecta a retazos de terrazas travertínicas hay que decir que estos son escasos y quizás los más importantes se dispongan colgados +10 m. sobre el Guadiana, en las trincheras de la Cta. de Argamasilla a Ruidera.

Niveles de aterrazamiento

Una de las peculiaridades del alto valle del Guadiana es la ausencia de terrazas detríticas, no obstante en algunos lugares (aguas abajo de la Laguna del Cenagal: margen derecha) aparecen mínimos retazos que originan pequeños replanos constituidos por materiales detríticos rodados de naturaleza caliza; el techo de estas unidades no sobrepasa nunca 5 m. sobre el talweg. Se trata de acumulaciones discontinuas, que posiblemente se continúen bajo las aguas del actual embalse de Peñarroya, cuya cola alcanza estos parajes.

Estos materiales detríticos denotan la existencia pretérita de unos arrastres longitudinales, no demasiado eficaces, pero que precisaron una alteración, al menos parcial del sistema de lagunas y barreras. Estos acontecimientos pudieron tener lugar, cronológicamente, entre la fase de construcción antigua de los edificios travertínicos no funcionales y la etapa holocena-actual que ha generado los conjuntos tobáceos bajos; entre una y otra generación ha debido existir alguna crisis que desarticuló los complejos lacustres antiguos, permitiendo, posteriormente, al Guadiana ejercer algunas acciones de arrastre de materiales detríticos, lo que ha originado la presencia de estos niveles de aterrazamiento. Está dinámica fue paralizándose poco a poco, conforme la nueva fase de construcción de los edificios travertínicos iba levantando los conjuntos de barrera, alguno de los cuales se ubica en las inmediaciones de estas formas de acumulación detrítica fluvial.

Las formaciones de ladera:

En el sector de Ruidera se constata la presencia de varias formaciones coluviales, cuya estructura interna es bastante homogénea y que en su mayor parte son el producto de ciclos de hielo-deshielo, no muy acusados, vinculables por tanto a fríos no muy rigurosos de distintos momentos del Cuaternario. Pueden distinguirse, por un

lado: derrubios estratificados de vertiente, con aspecto similar a las "groizes litéas", formadas por abundante material gelifraccto de clastometría bastante homogénea; sus fragmentos se disponen en lechos con o sin matriz fina (2,5YR/8) y que paleoclimáticamente pudieran relacionarse con momentos de clima más riguroso; sin embargo los depósitos que nos ocupan no exigen más que abundantes procesos de gelifraccción de intensidad no muy acusada, generalmente, asociados a ciclos de hielo-deshielo de carácter diurno-nocturno; éstos son propios del moderado periglaciario que han padecido las regiones mediterráneas durante el Cuaternario. Por otro lado existen unas formaciones coluviales compuestas por bloques, en ocasiones ordenados y con un transporte esencialmente gravitatorio, lo que sugiere un posible cambio de las condiciones climáticas, siendo el resultado de una liberación menos acusada como consecuencia de un número de ciclos de hielo-deshielo más moderado.

En lo que respecta a las relaciones estratigráficas entre estas acumulaciones coluviales y las distintas formaciones tobáceas y travertínicas de Ruidera hay que mencionar que éstas no siempre aparecen todo lo claras y nítidas que sería de desear debido a la ausencia de buenos cortes en el fondo del valle; sin embargo, éstos son mucho más numerosos en las vertientes y permiten observar diversos conjuntos de ladera; sus contrastadas condiciones genéticas, anteriormente aludidas, el hecho de fosilizarse y de estas separadas, en algunos parajes, por sendas cicatrices erosivas y otras manifestaciones de diversa índole (grado de alteración, etc.) sugieren en conjunto su posible correspondencia con varias fases frías, no todas del mismo talante, aunque con procesos crioclásticos moderados.

En la Fig. 4 se advierten algunas de las estratigrafías coluviales más completas; buena parte de ellas pudieran asociarse al Cuaternario reciente; sus vinculaciones con las tobas de fondo de valle no son muy precisas pero pensamos que las acumulaciones de ladera de este momento pudieran servir de apoyo a estas formaciones carbonáticas holoceno-actuales. Este hecho que pudiera advertirse en algún pequeño corte (aunque sobre coluvios muy amorfos y descarbonatados) (Fig. 4) vendría apoyado morfológicamente por varios detalles: por un lado, la presencia de una neta ruptura de pendiente en el segmento basal de las vertientes, con fuerte ángulo (y por tanto sin la concavidad tan típica que los derrubios coluviales suelen describir al pie de las laderas) y por otro, la inexistencia de fragmentos crioclásticos sobre el techo de los conjuntos tobáceos bajos; ambas

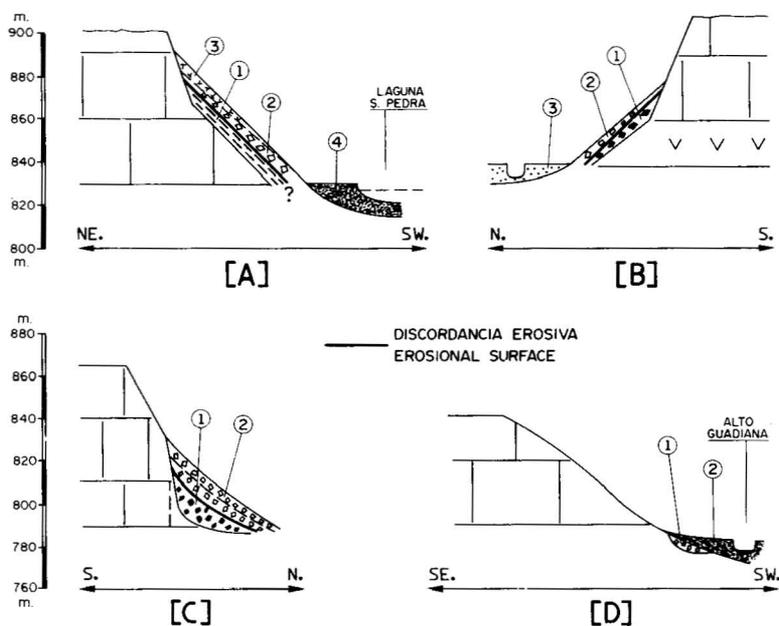


Fig. 4.—Formaciones coluviales en el valle del Alto Guadiana y sus relaciones con las acumulaciones tobáceas. A) Margen derecha Laguna San Pedro: 1) “Groizes lités”. 2) Formaciones de bloques. 3) Derrubios crioclásticos homogéneos. 4) Acumulaciones tobáceas de la Laguna San Pedro. B) Margen izquierda del valle del arroyo en las inmediaciones del Molino Tovar. 1) Conjunto coluvial inferior deformado. 2) Conjunto coluvial superior no deformado. 3) Limos y carbonatos. C) Margen derecha de la cola de la Laguna Colgada. 1) Coluvial inferior. 2) Coluvial superior ordenado. D) Margen izquierda del valle del Alto Guadiana en las inmediaciones del edificio barrera de la Laguna del Rey. 1) Coluvial. 2) Conjunto tobáceo.

circunstancias nos sugieren que los depósitos de vertiente se encuentran fosilizados por las formaciones travertínicas.

Junto a estas acumulaciones coluviales con estratigrafía más o menos compleja y que asociamos con cierto riesgo (al considerarlas en todo su conjunto) a las etapas frías del Cuaternario reciente (Würm), existen otros conjuntos de posible origen crioclástico y cuya edad debe de ser algo más antigua. Esta suposición se apoyaría en el hecho de que se ubican en contextos relacionados con las acumulaciones tobáceas colgadas y de edad más acusada; así, estos testigos coluviales antiguos son visibles en algunos cortes antrópicos abiertos en la margen derecha, aguas abajo de la Laguna del Rey; allí, se asocian a una unidad coluvial inferior que es a su vez fosilizada por otra más reciente (Cuaternario reciente) y entre ambas una discordancia erosiva; el nivel inferior tiene un carácter granulométrico homogéneo, tonalidades blanquecinas y se presenta en todo su espesor visible (1,5 m.) muy consolidado por carbonatos; la posición de este coluvial +10-12 m.

(cauce actual), su proximidad a una terraza travertínica colgada y la presencia en el conjunto detrítico de una matriz limosa de origen tobáceo confiere a estas acumulación coluvial una evidente antigüedad cuya cronología relativa pudiera establecerse una vez se conociera la edad de los niveles tobáceos colgados.

Acumulaciones eólicas

Son muy raras en este lugar y se asocian a fenómenos de deflacción ejercidos sobre materiales tobáceos precipitados en algunos tramos del valle y sólo encharcados temporalmente. Durante los momentos de sequedad, mecanismos eólicos han barrido estas zonas planas con escasa vegetación y abundante material tobáceo y han construido, en épocas subactuales, auténticas dunas compuestas por fragmentos diminutos de origen tobáceo. Estas formaciones eólicas son especialmente evidentes en la Laguna Blanca, donde llegan a fosilizar algunas estructuras de su barrera tobáceo.

Consideraciones finales: evolución geomorfológica:

La orientación SE-NW del valle del Alto Guadiana responde claramente a la influencia de factores estructurales de orden tectónico que se manifiestan de un modo nítido en los afloramientos silúricos del sector. Así pues, se trata de un valle encajado labrado sobre estratos mesozoicos, en el cual los mecanismos que han generado esta forma deprimida se han guiado a través de las estructuras hercínicas del substrado paleozoico. No obstante es necesario precisar: ¿Cuál ha sido la categoría de estos procesos (kársticos, fluviales, etc...)? ¿en qué momento cronológico han actuado?, ¿cuál es la edad de este valle?, y finalmente solucionar la problemática travertínica de las Lagunas de Ruidera y dar un marco cronológico, aunque sea relativo, a las distintas acumulaciones sitas en el valle.

La apertura del valle sobre la topografía de la superficie de Ossa de Montiel (elaborada durante el Mioceno Superior), es posterior a la acumulación de los conjuntos travertínicos, fuertemente colgados sobre Peñarroya, como lo demuestra la relación entre ambos. Dichos conjuntos han sido dotados como Mio-Plioceno (Pérez González, 1982).

Es probable que el valle actual del Guadiana sea el resultado de una acción convergente de procesos de disolución y colapso de la cobertura jurásica, de edad muy antigua y una actuación fluvial posterior, capaz de desarrollar la intensa erosión lineal que necesita un valle encajado, como el del Alto Guadiana; sin embargo, a este respecto, no debe ignorarse la inmovilidad cuaternaria del nivel de base local de este río, ubicado aguas abajo en las llanuras de La Mancha y determinado por razones de orden estructural y especialmente por la permeabilidad del roquedo que permite sendos procesos de infiltración. Finalmente, dentro de la problemática que rodea la génesis del valle hay que señalar que en su fondo (Cta. Ruidera-Argamasilla) hemos detectado la presencia de afloramientos rocosos con carácter brechoide de similar aspecto al de otras litofacies que de este tipo existen en numerosos parajes de la provincia de Albacete; caso de poder confirmarse la edad de estos retazos de Ruidera como miocenos, ello supondría tener que contemplar la posibilidad de un carácter de paleoforma exhumada en los tiempos cuaternarios para el valle del Alto Guadiana.

Con respecto a la evolución más reciente se han identificado distintos tipos de acumulaciones que parecen denunciar la presencia de contrasta-

dos ambientales climáticos fríos y/o secos (derrumbios crioclásticos, arrastres de fondo de valle, etc...). Estos caracterizan unas condiciones de ruptura de fitoestabilización de las vertientes, más o menos intensas, que no pueden ser sincrónicas con las peculiaridades ambientales que han generado las formaciones tobáceas y travertínicas de Ruidera; éstas suelen ser buenos indicadores climáticos y son coetáneas con etapas de neto predominio de una situación biotásica en las laderas de una región. Apoyándonos en esta hipótesis de trabajo, se intentará levantar un esbozo de cronología relativa donde integrar las principales fases climáticas y sus correspondientes testigos; en este ensayo preliminar, tanto los coluvios crioclásticos recientes, como las tobas del fondo del valle del Guadiana, juegan un papel primordial y se consideran como wurmienses y holoceno-actual respectivamente; ello se debe a que son asimilables con otros conjuntos estudiados y dados por nosotros sitios en diversas áreas de la submeseta Sur y borde Ibérico, con circunstancias climáticas muy similares a las que se registran en el Campo de Montiel (Asensio y González, 1974; Asensio y González, 1975; González y Asensio, 1977; Ordoñez y González, 1979; Ordoñez, González y García, 1981, 1985 y 1986).

Tras la organización mio-pleiocena de las formaciones travertínicas de Peñarroya debió registrarse en estos parajes una prolongada fase de disecación que habría de dar lugar al actual valle del alto Guadiana; la edad de esta etapa podría ubicarse en el Cuaternario antiguo —medio y a lo largo de su desarrollo exhumó o socavó una forma deprimida aprovechando todas las condiciones estructurales que convergían en este sector (orientación tectónica del substrato paleozoico, etc.). Este dilatado momento articulado y condicionado por los efectos de un nivel de base estático sito en la Mancha, no ha dejado restos ni testigos morfológicos o sedimentarios; ello motiva que las condiciones climáticas que presidieron su evolución estén lejos de ser conocidas, siquiera de un modo aproximado.

Cuando esta etapa de incisión alcanza en el fondo del valle un nivel altimétrico próximo al actual se registra en toda la red hidrográfica del alto Guadiana una fase de sedimentación bastante importante (quizás interrumpida por cortos momentos de incisión). Esta tiene lugar, probablemente, en el Cuaternario medio y bajo unas condiciones en las que predominan los ambientes secos; bajo estas circunstancias se desarrollan una serie de pulsaciones de corriente, de naturaleza violenta, que pone en marcha gran cantidad de materiales detríticos de todos los tamaños; éstos

al recorrer pequeñas distancias ofrecen un moderado desgaste; durante las fases de decrecida se origina un abandono brutal de la carga y finalmente se organizan algunos lechos planos donde se integran fragmentos de granulometría pequeña. Igualmente, estos procesos van a originar importantes fenómenos de cementación carbonática de tipo freático. A continuación, los siguientes testigos cronológicos de los que tenemos constancia parecen pertenecer a otra crisis climática bajo la cual se van a generar acumulaciones de ladera, de las que ciertamente quedan pocos restos en la zona; éstas aparecen con notables síntomas de alteración e incluso, su masa detrítica ha podido ser cubierta, en algunos parajes, por el agua de los conjuntos lacustres más antiguos de Ruidera.

Los edificios travertínicos colgados constituyen, en momentos posteriores, uno de los testimonios más típicos de climas templado-húmedos; bajo su acción se desarrolla un marco vegetal no muy diferente del actual, a la vista de los numerosos restos de hojas incrustados y que se aprecian en los conjuntos carbonáticos de este antiguo momento. Bajo esta situación ambiental, los caudales del sector van a aprovechar todas las irregularidades sitas en sus respectivos lechos (litologías jurásicas, afloramientos detríticos consolidados de antiguos arrastres, etc.) para originar un conjunto de edificios de barrera; éstos, a su vez, implicarán la génesis de otros tipos de formaciones travertínicas (terrazas, etc.). Todas estas acumulaciones van a instalarse conformando un antiguo perfil longitudinal de tipo escalonado, donde alternaban cascadas y lagunas, tal y como acontece actualmente. A esta etapa cronológica se vinculan todos aquellos edificios que permanecen hoy en día, en unos casos colgados sobre el talweg actual de las lagunas recientes, y en otros, fosilizados por tobas de edad holocena; unos y otros conjuntos antiguos se caracterizan por sus condiciones de no funcionalidad y por el alto grado de compactación y karstificación que presenta su masa travertínica. La datación de este momento templado-húmedo debe ubicarse con anterioridad a la crisis climática würmiense que va a acontecer en este marco regional.

En el Cuaternario reciente (Würm) van a aparecer en la Submeseta sur una serie de etapas crioclásticas que se van a enmarcar en un sistema periglaciario de carácter atenuado y de rango mediterráneo; estas manifestaciones van a producir en el valle del alto Guadiana dos efectos fundamentales: por un lado, originan distintas formaciones coluviales que suponen sendas rupturas de fitoestabilización de las vertientes y por otro, desarticulan el anterior paisaje lacustre.

En cuanto a los conjuntos coluviales, sus variadas condiciones genéticas sugieren para este momento la existencia de diversas fases con ambientes en algunos casos contrastados; en ellas, la gelificación ha ocasionado unas veces derrubios estratificación (groizes litéas), otras, bloques y formaciones de carácter gravitatorio y finalmente, algunas acumulaciones crioclásticas amorfas. Estos procesos se han desarrollado en el marco de unas vertientes poco o mal protegidas por una vegetación enrarecida por el frío y quizás, también, por ciertas condiciones de sequedad (groizes litéas). La ubicación de ciertas cicatrices erosivas en la estratigrafía de algunos coluvios pudiera ser, posiblemente, correlacionada con determinados momentos en los que los mecanismos fríos atenúan su acción y los elementos biogeográficos de la zona se regeneran, para volver a desaparecer más tarde, ante un nuevo cambio de las condiciones climáticas.

Además de estas formaciones coluviales, los fríos würmienses parecen desarticular el antiguo conjunto de lagos y cascadas que componían aquel paisaje lacustre. Unas condiciones climáticas más adversas para la vida vegetal, pero sobre todo la llegada masiva al fondo del valle de materiales liberados en unas vertientes mal fitoestabilizadas van a producir unas acciones nocivas para la vida de los organismos vegetales acuáticos; el progresivo deterioro de los conjuntos higrófilos va a estar motivado por las parciales retomas que las aguas pretéritas del Guadiana efectuaron sobre este material coluvial; así, la presencia de abundantes materiales terrígenos en el cauce enturbiaron sus aguas y dificultaron las funciones de fotosíntesis, a la vez que desencadenaron sendos fenómenos de abrasión y destrucción en aquellos organismos vivos que antes controlaban la precipitación de carbonatos y la génesis de barrenas, terrazas travertínicas, etc.

Todos estos mecanismos registrados en el fondo del valle van a originar en conjunto una etapa que sin poder asimilarse, a nuestro juicio, de una manera estricta con una fase de "incisión fluvial", si va a conllevar, al menos, un comportamiento con aspectos muy paralelos. Estas semejanzas estriban en que las acciones erosivas en el cauce provocan la ruptura de los edificios de barrera e incluso, en algunos parajes, se va a producir un encajamiento del lecho del río en los afloramientos rocosos resistentes sitos en la base de algunas barreras. La apertura de estos edificios desarticula los lagos y lagunas y deja colgadas y sin funcionamiento la mayor parte de las acumulaciones travertínicas de la etapa anterior; síntomas de este hecho y de un cierto movimiento longitudi-

nal de los arrastres pueden advertirse aguas abajo de la laguna del Cenegal y se corresponden con depósitos aluviales, poco potentes, integrados por cantos rodados; estos se asocian a niveles de acumulación fluvial que pudieran ser más o menos coetáneos de la suavización de las condiciones climáticas detectada en algunas discordancias erosivas sitas entre las formaciones coluviales.

En los tiempos holocenos-actual, la llegada de ambientes climáticos más benignos, según los datos florísticos de Velayos, 1983, vuelve a motivar un nuevo funcionamiento travertínico en el alto valle del Guadiana. Comienzan a organizarse una serie de barreras instaladas, a menudo, en idéntico emplazamiento a las de la fase anterior, aunque en posiciones altimétricas más bajas; estos conjuntos de barrera originan, paulatinamente, una serie de remansos de agua y lagunas de mayor o menor tamaño. Igualmente, este nuevo sistema travertínico diseña un perfil longitudinal escalonado que en algunos lugares se superpone a tramos del perfil longitudinal de la época travertínica precedente, mientras que en otros, se encaja por debajo del mismo; en los sitios donde se superpone (Laguna Tinajas), los conjuntos tobáceos de la fase reciente (Holoceno-actual) fosilizan una discordancia erosiva labrada sobre unidades travertínicas antiguas.

Todavía en etapas muy recientes (Holoceno) hay que constatar ambientes, notoriamente más húmedos que los actuales, ya que ciertos emisarios del Guadiana muestran en el fondo de sus actuales valles acumulaciones tobáceas hoy cubiertas y fosilizadas por arrastres subactuales y actuales de naturaleza terrígena, y en buena parte ocasionados por la acción antrópica. En los momentos actuales, la precipitación de carbonatos es un hecho todavía constatable, a pesar de una intervención humana lamentable y descontrolada; se evidencia, preferentemente, en las cascadas donde ha construido flecos y viseras estalactíticas, en el cauce donde son apreciables las formaciones de tipo estromatolítico, oncolítico, etc. y en las orillas suaves de las lagunas en las que el descenso del nivel del agua, durante el verano, y una intensa evaporación sobre las mismas origina sedimentos carbonatados que confieren a estas zonas marginales unas destacadas tonalidades blanquecinas. Por otra parte, las orillas escarpadas de las lagunas presentan hoy unas curiosas formas en voladizo y unos taludes con numerosos entrantes y salientes (Lam. 2.3). En primer lugar, las protuberantes formas cimerales están originadas por la ubicación de unas compactas formaciones de musgo parietal petrificado, que circundan casi todo el perímetro acantilado de algunas lagunas y

que actúan como elementos resistentes a las acciones erosivas. En cuanto a los taludes, su irregular apariencia está motivada, esencialmente por el combinado juego de dos factores: por un lado, la presencia en la estratigrafía del escarpe de niveles duros (casi siempre de carácter biogénico) y de capas deleznable (limos y arenas tobáceas) sobre las que la erosión va a actuar de una manera diferencial; por otro, la variación altimétrica del punto de ataque que esta erosión va a sufrir, al estar sus procesos mecánicos y químicos estrechamente vinculados a la variable altura que con un carácter temporal muestra el nivel del agua de las lagunas.

Por último, desde el punto de vista ambiental, señalar el profundo estado de deterioro que muestra este excepcional paraje peninsular; una serie de actuaciones preteritas y relativamente recientes (a pesar de la aprobación inicial del Plan Especial de Protección de las Lagunas de Ruidera, en diciembre de 1981) poco afortunadas están poniendo en grave peligro la continuidad de los procesos de precipitación de carbonatos y con ello, el equilibrio de este frágil geosistema.

Referencias

- Asensio, I. y González, J.A. 1974. Presencia de materiales detríticos ordenados (grezes lités) en el valle del Tajuña. *Estudios geol.* 30, 69-73.
- Asensio, I. y González, J.A. 1975. Modèle périglaciaire dans les vallées du "Páramo calcaire" au S.E. de Madrid. *Actes Symp. sur les versants en pays méditerranéens.* Aix-en-Provence. C.E.G.E.R.M. 5, 39-41.
- Casanova, L. 1981. Morphologie et biolithogénese des barrages de travertins. *Formations carbonatées externes: tufs et travertins.* Actes du Colloque de l'A.G.F. Paris 45-54.
- Defalque, G. 1976. Mapa Geológico. Escala 1/50.000. *Hoja 788. El Bonillo.* 72 págs. I.G.M.E.
- González, J.A. y Asensio, I. 1977. Contribution à l'étude des actions périglaciaires dans le bord S.W. du Système Iberique. Colloque sur le Périglaciaire d'Altitude du Domain Méditerranéen et Abords. Strassbourg 177-185.
- Geurts, M.A. 1985. Formation de travertins post-glaciaires en Belgique. Colloque "Types de croûtes calcaires et leur répartition régionale". Strassbourg. 76-79.
- Hernández Pacheco, E. *Fisiografía del Guadiana.* Centro de Estudios Extremeño. Badajoz. 13 págs.
- Hernández Pacheco, E. 1949. *La Mancha.* Publ. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 1-23.
- Jessen, O. 1946. La Mancha. Contribución al estudio geográfico de Castilla La Nueva. *Estudios geogr.* 23, 269-312 y 479-524.
- Lang, J. et Lucas, G. 1970. Contribution à l'étude des biohermes continentaux: barrages des lacs de Band-e-Amir (Afghanistan Central). *Bull. Soc. Géol. de France.* 12, 834-842.
- Lara, R. 1984. *Estudio climático de la provincia de Ciudad Real.* Memoria de Licenciatura. U.A.M. 1 vol. 259 págs. y 4 mapas. (inédita).
- M.O.P.U. 1982. Plan de protección y ordenación de las Lagunas de Ruidera. *Bol. Información del M.O.P.U.* 298, 43-46.
- Muxart, T. 1981. Rappel des principaux facteurs conditionnant la précipitation des carbonates en milieu continental. *Formations carbonatées externes: tufs et travertins.* Actes du Colloque de l'A.G.F. Paris, 119-128.

- Ordoñez, S. et al. 1985. Contribución al conocimiento de la hidroquímica de las Lagunas de Ruidera (Cuencia Alta del Río Guadiana). *1.ª Cong. de Geoquímica*. Soria, 167-168.
- Ordoñez, S. y González, J.A. 1979. Formaciones tobáceas del valle del río Tajuña entre Brihuega y Masegoso (Provincia de Guadalajara). *Estudios geol.* 35, 205-212.
- Ordoñez, S., González, J.A. y García, A. 1981. Carbonatos fluviales paraactuales en el valle del río Tajuña. *Actas de la V. Reunión del Grupo de Trabajo del Cuaternario*. Sevilla. 280-293.
- Ordoñez, S., González, J.A. y García, A. 1985. Ruidera pools: a travertine dams systems on the upper Guadiana river (Central Spain). A sedimentological approach. *6th European Regional Meeting I.A.S. Lérida*. Abstracts & Poster Abstracts, 628-631.
- Ordoñez, S., González, J.A. y García, A. 1986. Sedimentación carbonática actual y paraactual en las Lagunas de Ruidera. *Rev. de Materiales y Procesos Geol.* 4, 229-255.
- Pérez González, A. 1982. *Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Edit. Univ. Complutense. 787 págs.
- Planchuelo, G. 1944. El Alto Guadiana y la zona oriental de la altiplanicie del Campo de Montiel. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* 42, 593-612.
- Planchuelo, G. 1954. *Estudio del Alto Guadiana y la altiplanicie del Campo de Montiel*. Inst. Estudios Manchegos. C.S.I.C.
- Roglic' J. 1977. Les lacs de Plitvice. Norois. n.º sp. *Karstologie* 95 bis, 305-318.
- Roglic' J. 1981. Les barrages de tuf calcaire aux lacs de Plitvice. *Formations carbonatées externes: tufs et travertins*. Actes du Colloque de l'A.G.F. París. 137-144.
- Sole, L. 1952. *Geografía Física. Tomo I. Geografía de España y Portugal*. Montaner y Simon. 500 págs.
- Sole, L. 1978. *Geografía general de España*. Ed. Ariel. 549 págs.
- Velayos, M. 1983. *Contribución al estudio de la flora y de la vegetación de las Lagunas de Ruidera y su entorno*. Tesis Doctoral. Edit. Univ. Complutense. 395 págs.

Recibido el 30 de Marzo de 1987
Aceptado el 2 de Septiembre de 1987