

# Deformaciones cuaternarias en la terraza fluvial de la Laguna de Medina (Río Guadalete, Jerez de la Frontera)

J. RODRIGUEZ VIDAL<sup>1</sup>, F. J. GRACIA<sup>2</sup> y F. GILES<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Depto. Geología y Minería, Fac. CC. Experimentales, Universidad de Sevilla.

<sup>2</sup>Depto. Estructura y Propiedades de los Materiales, Fac. CC. del Mar, Universidad de Cádiz.

<sup>3</sup>Museo Municipal, Puerto de Sta. María (Cádiz)

**Resumen:** Los depósitos de la terraza fluvial de +50 m del río Guadalete cerca de la Laguna de Medina muestran deformaciones diapíricas de tipo perforante por ascenso de margas triásicas. La presencia de industria lítica en el depósito fluvial ha permitido datar la terraza como Pleistoceno medio. El análisis de las estructuras señala dos posibles etapas de deformación, una a comienzos del Pleistoceno superior y otra a lo largo de este periodo. La estructura general de la deformación puede definirse como un antiforme de dirección aproximada E-W, con un mayor ascenso vertical hacia el Este. Dicho ascenso originó fundamentalmente estructuras de tipo dúctil, acompañadas de algunas fallas de pequeño salto y fracturas, en su mayoría compatibles con la estructura general. El proceso inicial de ascenso diapírico de las margas originó un abombamiento, evaluable en 20-25 m de elevación absoluta. El relieve creado pudo favorecer el desarrollo de un depósito de ladera, el cual a su vez desencadenaría nuevos procesos intrusivos por diferencia de cargas. Finalmente, en el Pleistoceno superior-Holoceno se configuró la actual Laguna de Medina, inmediatamente al Sur de dicha terraza, como consecuencia de la reactivación de procesos kársticos en yesos triásicos, ya iniciados en el Pleistoceno medio.

**Palabras Clave:** Diapirismo, Pleistoceno, Paleolítico, terraza fluvial, valle del Guadalete.

**Abstract:** The deposit of the +50 m fluvial terrace of the Guadalete river, near Medina Lake, shows diapiric deformations of intrusive type, due to the ascent of Triassic marls. The presence of lithic tools within the fluvial deposits allows the dating of the terrace as middle Pleistocene. The structural analysis presents two possible episodes of deformation, one in the early upper Pleistocene and the other throughout this period. The general structure may be defined as an approximately E-W anti-form, with a greater vertical ascent eastwards. Such an ascent originated ductile structures mainly, accompanied by several minor faults and fractures, most of them compatible with the general diapiric structure. The initial marls diapiric elevation was of the domal type, with an absolute rise of about 20-25 m. The so created relief brought about the development of a debris slope deposit, which triggered renewed intrusive processes, due to a disequilibrium of loads. Finally, during the upper Pleistocene-Holocene times, the Medina Lake showed the present configuration, southwards this terrace, as a consequence of a renewed karst sinking in Triassic gypsums. Such karstic processes had just started in the middle Pleistocene.

**Key words:** Diapirism, Pleistocene, Paleolithic, river terrace, Guadalete valley.

J. Rodríguez Vidal, F. J. Gracia y F. Giles (1993): Deformaciones cuaternarias en la terraza fluvial de la Laguna de Medina (Río Guadalete, Jerez de la Frontera). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 47 - 55.

El objetivo de este trabajo es el estudio de las deformaciones postsedimentarias que afectan a la terraza alta (+50 m) del curso inferior del río Guadalete (Fig.1), en su margen izquierda, y su consecuente situación cronológica. El análisis de dichas perturbaciones se ha visto facilitado gracias a los sucesivos frentes de cantera que, desde el año 1984 hasta hoy, se han ido excavando en el Cerro del Cortijo del Inglés, en la ladera septentrional de la Laguna de Medina (Jerez de la Frontera).

Los estudios geológicos regionales realizados en este sector suratlántico ibérico (Viguié, 1974; Benkhelil,

1976; Armijo et al., 1977; Zazo, 1980), han demostrado la existencia de una actividad tectónica postalpina que perdura hasta la actualidad.

Con posterioridad al emplazamiento de los mantos subbéticos, durante el Mioceno medio, la subsidencia de la cuenca del Guadalquivir se atenúa y se establece una etapa distensiva en el tránsito Mio-Plioceno con fallas normales. El final del Plioceno se caracteriza por una vuelta al régimen compresivo de todo el sector occidental de las Béticas, posible consecuencia del acercamiento entre las placas Ibérica y Africana, con las ca-

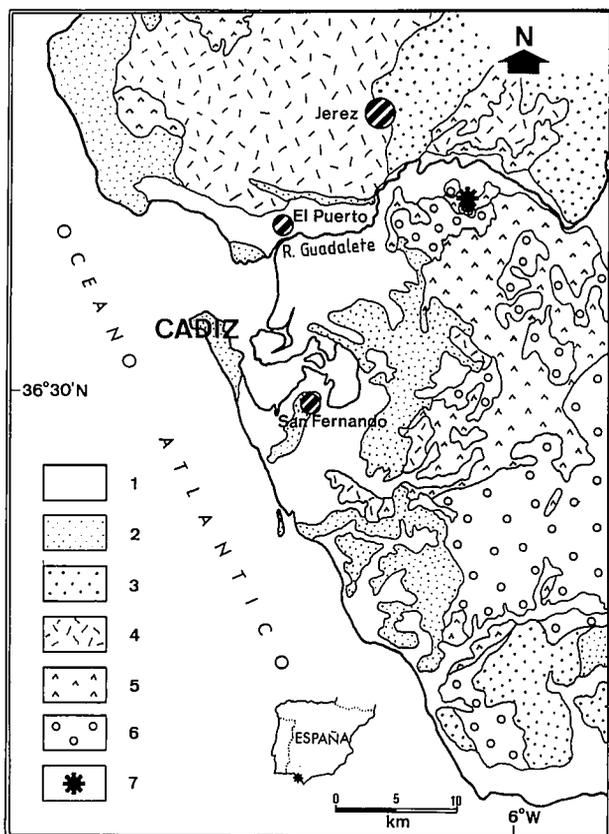


Figura 1.- Situación geológica. 1.- Cuaternario marino y continental. 2.- Plioceno marino. 3.- Mioceno marino. 4 y 5.- Terciario y Trías (Zona Subbética). 6.- Terciario (Unidad del Campo de Gibraltar). 7.- Zona de estudio (Laguna de Medina).

racterísticas de una tectónica de transcurrancia y colisión de placas.

Las deformaciones cuaternarias estudiadas por Benkhelil (1976) son localmente intensas y corresponden a plegamientos que suelen estar acompañados por fallas inversas y desgarres. Son igualmente frecuentes los fenómenos diapíricos, presentes en los alrededores de la Bahía de Cádiz (San Fernando y Puerto Real), que se encuentran ocultos bajo los depósitos cuaternarios de esta misma zona (Esteban, 1969), así como los cartografiados en la plataforma continental del Golfo de Cádiz por Baldy et al. (1977). El emplazamiento diapírico parece estar condicionado por fracturas NE-SW que indicarían reajustes recientes de accidentes del zócalo, inductores, a su vez, de este tipo de deformaciones en la cobertera margo-arcillosa de los mantos subbéticos.

La edad de esta etapa compresiva, que afecta sobre todo al Neógeno post-Manto del área Subbética, no está aún perfectamente definida cronológicamente. Benkhelil y Guiraud (1975), a título de hipótesis, sugieren una edad Cuaternario medio, bastante concordancia con los datos de campo, aunque necesitados de dataciones precisas. En este sentido, los trabajos de Benot et al. (en prensa) en el Cerro de los Mártires (San Fernando), fechan una intrusión diapírica de materiales triásicos con posterioridad al Pleistoceno superior.

## Descripción de la terraza

El valle del río Guadalete ha sido hasta la actualidad escasamente estudiado desde el punto de vista geomorfológico, a pesar de su interés para el establecimiento de la cronoestratigrafía cuaternaria del suroeste de la Península.

Ya Mabesoone (1963) diferenció un sistema de tres niveles de terrazas en la zona de El Portal. Vallespi et al. (1984) estudian dos niveles en las proximidades del Embalse de Bornos (Villamartín) y Baena et al. (1987) distinguieron, en su trabajo cartográfico del curso medio-bajo, tres niveles; de igual forma, Díaz del Olmo (1989) propone una secuencia de terrazas formada por cinco niveles a +30/50 m, +25 m, +14/20 m, +6/10 m y +3/5 m. Finalmente, Giles et al. (1992) establecen una secuencia más precisa, basada en datos altimétricos y arqueológicos, compuesta por los siguientes niveles: T<sub>1</sub> a + 50 m (Achelense antiguo terminal), T<sub>2</sub> a + 30 m (Achelense pleno), T<sub>3</sub> a + 20 m (Achelense medio superior), T<sub>4</sub> a + 15 m (Achelense superior final), T<sub>5</sub> a +5/10 m (Paleolítico medio) y un aluvial reciente a +3/5 m. (Calcolítico-Bronce).

La terraza estudiada se localiza en la margen izquierda del curso bajo del río Guadalete (Fig. 1), inmediatamente al Norte de la Laguna de Medina y en la finca de la "Casa de los Cejos del Inglés", a una altura de 64 m sobre el nivel del mar. Su orientación general es Este-Oeste con una superficie bastante ondulada, disecada por pequeños barrancos de dirección meridiana; esto motiva que su cota superior no se encuentre a una altura constante, oscilando entre 40 y 60 m sobre el talveg actual del Guadalete (Fig. 2).

La falta de niveles intermedios de terrazas en este tramo del río, favorece la presencia de un marcado escarpe en el frente septentrional, para alcanzar la cota relativa de la llanura de inundación (a +3/5 m en los Llanos de La Ina); por el contrario, la ladera meridional de la terraza forma una rampa continua hasta las proximidades de la Laguna de Medina, en cuyo borde presenta un escarpe de hasta 10 m de desnivel con respecto a la playa de la laguna. Esta superficie morfológica se elabora sobre un depósito cuaternario de origen fluvial con estructuración interna compleja que, a grandes rasgos, se distribuye en dos unidades claramente diferenciadas: gravas basales y arenas-arcillas rojas superiores (Fig. 3A).

La *unidad de gravas basales* reposa directamente sobre un sustrato margoyesífero triásico y está caracterizada por importantes variaciones laterales en su granulometría y espesor. La cartografía realizada, así como los diversos cortes observados en los frentes de cantera, nos permiten confirmar una distribución general del depósito según bandas de dirección Este-Oeste, que se corresponderían con la evolución lateral de antiguos ambientes sedimentarios fluviales. Los afloramientos más septentrionales se sitúan a cotas de 50-60 m, estando el depósito constituido por gravas calcáreas clastosoportadas, con matriz arenosa en facies de barras de canal, afectadas por procesos de encostramiento y rubefacción; su potencia no supera los 2 m. La zona central, al Sur de la anterior, se localiza entre los 50 y los 35 m de altitud; está formada por gravas basales, arenas y limos

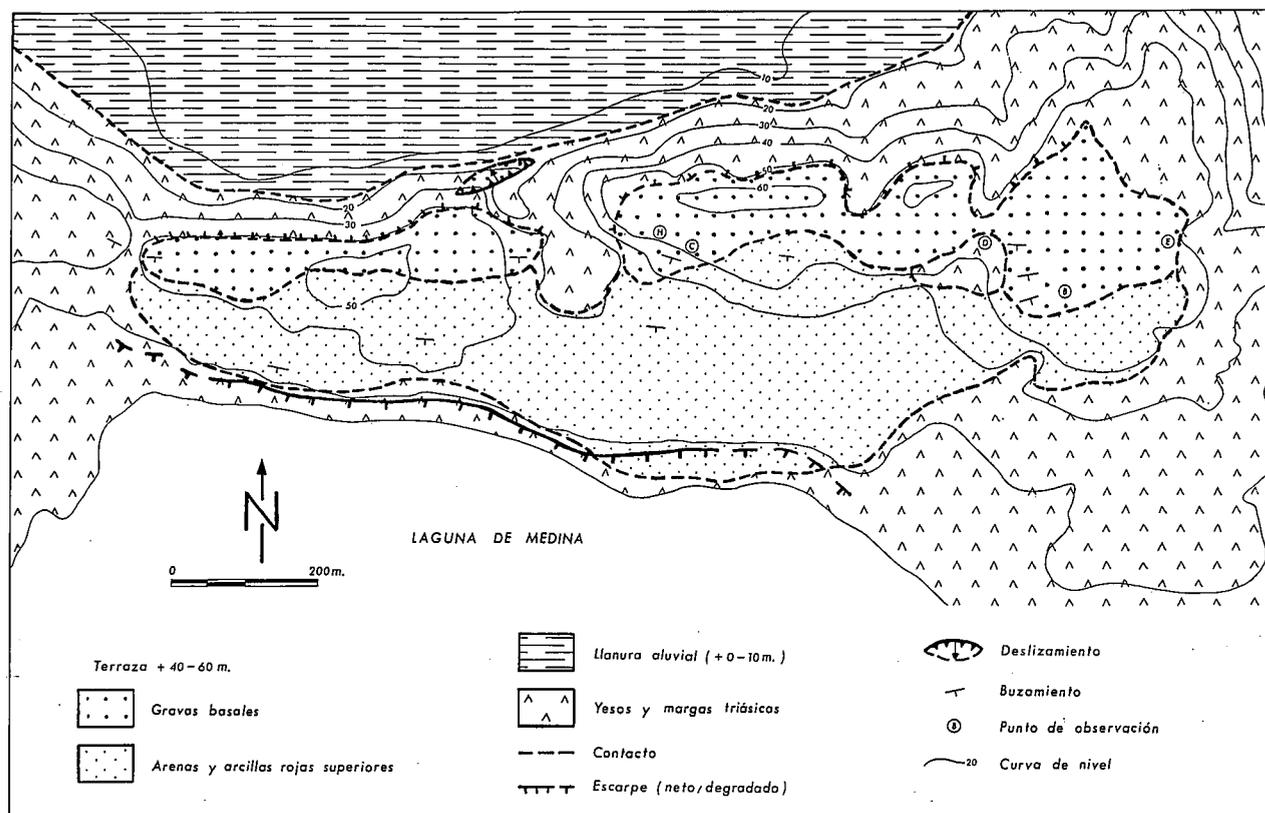


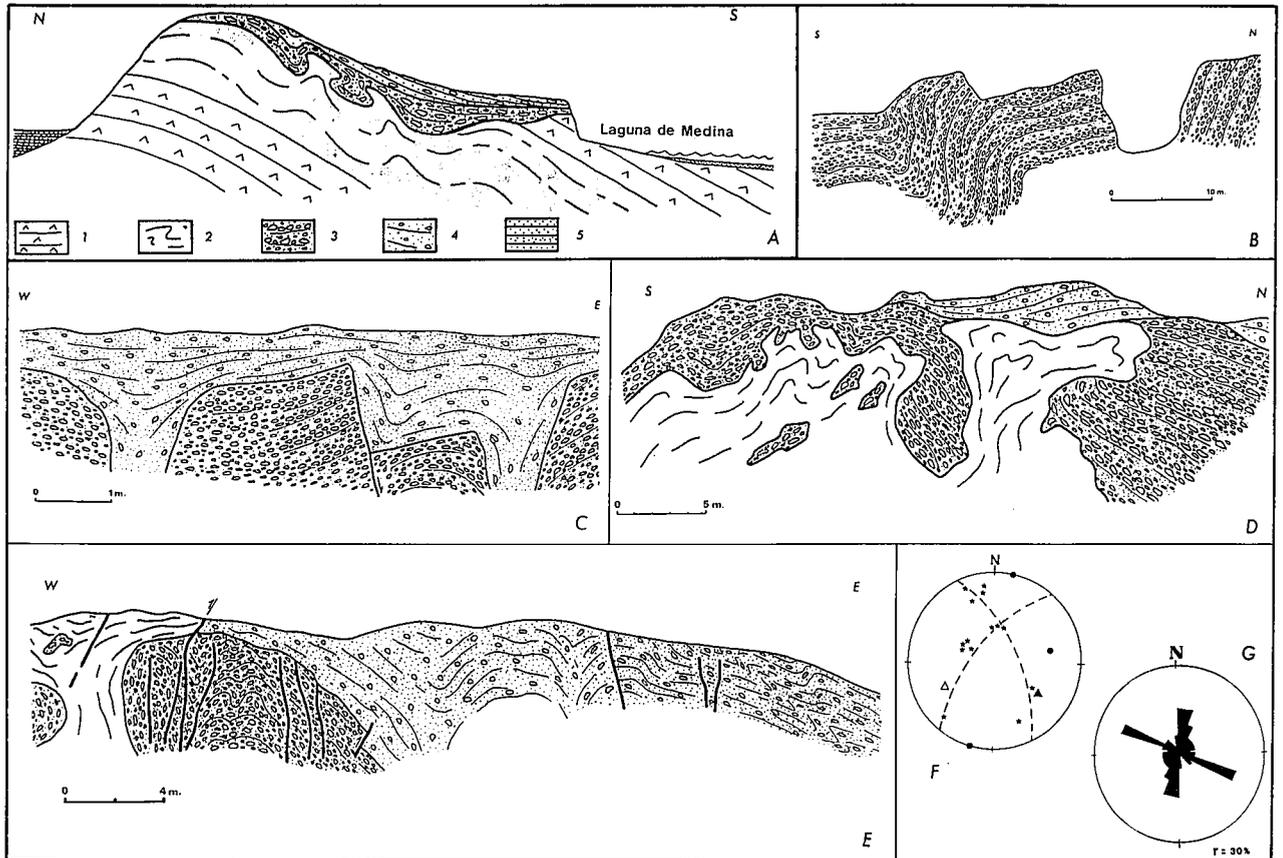
Figura 2.- Mapa geológico de la terraza fluvial del río Guadalete en la Laguna de Medina. Los puntos de observación se corresponden con los cortes de las figuras 3 (B, C, D y E) y 4 (H).

con frecuentes cambios laterales que representarían alternancias de facies de canal y facies de llanura de inundación; se trata, en definitiva, del eje principal de depósito, donde se localizan los mayores espesores (15 m observables), explotados para áridos, y también las mayores y más complejas deformaciones de origen diapírico. Los afloramientos más meridionales, más cercanos a la laguna, se sitúan entre los 35 y 20 m de altitud, estando representados por un moderado espesor (5-6 m) de gravas; la observación de sus materiales se dificulta por la escasez de afloramiento, aunque en los escarpes próximos a la laguna se aprecian características que podrían señalar un origen relacionado con canales fluviales secundarios. Los materiales presentan aquí menor deformación que en otros afloramientos y un basculamiento general hacia el Sur de unos 45°.

La *unidad de arenas y arcillas rojas superiores* es, en realidad, un depósito heterométrico, escasamente cementado, de arcillas arenosas con cantos de caliza dispersos más o menos abundantes, resultado de una evolución de ladera. Su área fuente estuvo originalmente constituida por la unidad de gravas basales, que afloraba inmediatamente al Norte y que ha sido en parte erosionada por el río Guadalete. Aunque la estructuración interna del depósito no es muy evidente, se observan bandeados alternantes de niveles ricos en cantos y otros niveles arenarcillosos. Los cantos son fundamentalmente calcáreos, en algunas ocasiones con pátinas rojizas, cementaciones superficiales, envueltas micríticas, etc. También aparecen esporádicamente cantos de sílex, así como pequeños bloques de conglomerado calizo. La característica más sobresaliente del depósito es su intensa y uniforme colo-

ración roja, que marca un contraste brusco con la unidad infrayacente y a la que a veces tiñe superficialmente. Como se observa en la cartografía de la figura 2, esta unidad adquiere una amplia extensión a lo largo de toda la vertiente meridional de la terraza, descendiendo desde los 55 m de cota hasta los 20 m, muy cerca de la orilla de la laguna. Su buzamiento varía de 30° a 50° hacia el Sur, y su potencia aumenta en este sentido, desde algunos centímetros en las cotas mayores, hasta unos 6 m en los sectores intermedios; en los sectores más bajos, cerca de la laguna, la potencia disminuye nuevamente.

Por otro lado, en los años 1984-86 se registraron los primeros hallazgos de industrias líticas, que aparecieron al pie de los cortes de cantera que se explotaban en ese momento. A partir de 1987, Giles et al. (1989) observaron una serie de piezas paleolíticas en conexión estratigráfica, junto con otras industrias postpaleolíticas en superficie. En los posteriores trabajos de campo (Giles et al., 1990 y 1992) se recogió abundantísimo material (444 elementos líticos medianamente rodados: 40% de núcleos, 20% de lascas sin retocar y 40% de útiles), cuya materia prima utilizada era casi exclusivamente cantos rodados de caliza, en su mayoría cantos tallados. El estudio de este conjunto tecnológico se asimila con industrias propias del Achelense antiguo terminal (base del Pleistoceno medio) para los tramos inferiores de la "Unidad de gravas basales". Es de destacar el carácter sinsedimentario de estos restos, tal y como lo demuestra el hecho de aparecer fuertemente cementados dentro del depósito, con impregnaciones de pirolusita y limonita. En la "Unidad de arenas-arcillas rojas superiores" la industria lítica encontrada en posición estratigráfica



**Figura 3.-** Geometría de algunas de las deformaciones observadas en la terraza estudiada. A: corte geológico esquemático de la terraza. Sin escala. 1.- Yesos triásicos. 2.- Margas triásicas. 3.- Unidad de gravas basales cuaternarias. 4.- Unidad de arenas y arcillas rojas superiores cuaternarias. 5.- Depósitos recientes, aluviales del río Guadalete y lacustres de la Laguna de Medina. B, C, D y E: cortes de detalle. Localización en el mapa de la figura 2. F: representación estereográfica de polos de estratificación (estrellas), ejes de pliegues mayores (triángulos) y ejes de micropliegues (círculos). G: rosa de fracturas.

ha sido igualmente abundante (Giles et al., 1992), caracterizando al Achelense superior final (Pleistoceno medio-superior) y asimilándose por correlación tecnológica con la industria encontrada en la terraza de +15 m de este sector del valle (nivel T<sub>4</sub>).

### Deformaciones diapíricas

Como ya se ha indicado anteriormente, tanto la unidad de gravas basales como la unidad de arenas y arcillas rojas superiores muestran un buzamiento general hacia el Sur, variable entre 30° y 50°. El basculamiento de la serie es más intenso en la banda media de la terraza, atenuándose tanto hacia los tramos altos (cotas de 50 - 60 m) como hacia las proximidades de la Laguna de Medina (cotas de 20 - 35 m). Esta disposición estructural viene controlada directamente por la geometría de la serie evaporítica triásica infrayacente, que presenta planos de estratificación inclinados según la orientación N80E-N100E/40-50°S. El buzamiento de la serie triásica se observa muy bien en numerosos cortes, especialmente en la mitad occidental de la terraza, donde las evaporitas están representadas casi exclusivamente por yesos y algunas capas de margas. Lateralmente, hacia los sectores centrales de la terraza, los niveles yesíferos se hacen más escasos y pasan a ser más abundantes las margas y lutitas, que sustituyen totalmente a los yesos en el sector oriental de la terraza. Es

aquí donde aparecen las deformaciones más significativas de carácter diapírico, asociadas al ascenso de unidades margosas. Es de destacar, por tanto, el papel más activo de las margas frente al de los yesos.

El diapiro de la terraza de la Laguna de Medina es de tipo perforante y su geometría viene dada por cuerpos irregulares de margas masivas con morfologías fungiformes complejas, a las que aparece asociada una intensa deformación de las gravas encajantes (Figs. 3D y 4). En ese sentido existe una buena relación entre la intensidad de la deformación y la proximidad a las masas margosas perforantes.

La geometría de la deformación difiere según la unidad estratigráfica afectada por el diapirismo. Así, la unidad de gravas basales presenta una deformación de tipo dúctil con el desarrollo tanto de grandes pliegues escalonados como de micropliegues de arrastre, a los que se superponen algunas estructuras frágiles de segundo orden (fallas de pequeño salto y fracturas). Por su parte, la unidad de arenas y arcillas rojas sólo es afectada por la deformación en sus tramos basales, generalmente mediante flexiones y ondulaciones que se adaptan a la deformación de la unidad basal de gravas; localmente estos tramos basales muestran pequeñas estructuras de carácter compresivo, como micropliegues y alguna falla inversa. Los tramos superiores de dicha unidad ya no aparecen afectados por el diapiro.

La orientación y disposición de los afloramientos

observados nos permiten deducir cuál es el alcance general del ascenso diapírico, tomando como referencia la superficie culminante de la terraza. En los sectores occidental y central del afloramiento se aprecian algunas deformaciones importantes en la unidad de gravas basales, pero sin que apenas lleguen a aflorar las margas responsables de las mismas. Hacia el Este el ascenso diapírico es cada vez mayor, de modo que en la mitad oriental de la terraza las margas perforan toda la unidad de gravas basales, llegando a deformar directamente a los tramos inferiores de la unidad roja. Por tanto, en general, cabe describir la estructura diapírica como un antiformal de dirección aproximada E-W, con un mayor ascenso vertical hacia el Este (o, en el símil anticlinal, con una inmersión de su eje hacia el Oeste).

El comportamiento de las margas durante su ascenso diapírico debió de ser muy plástico. A menudo aparecen bolsadas de gravas inmersas en la masa de margas, englobadas durante el ascenso (Figs. 3D y E). Otras veces se aprecian morfologías "en sombrilla" muy distorsionadas, con intensos replegamientos que suponen giros de más de 180° de los cuerpos intrusivos. Finalmente, también existen frentes de ascenso digitados, con perforaciones diferenciales muy irregulares (Fig. 3D).

El comportamiento de las *gravas basales* es totalmente incompetente, como lo demuestran las importantes variaciones de espesor de las mismas causadas por diapirismo. Es de destacar la formación de pliegues de gran tamaño en el extremo oriental de la terraza; se trata de pliegues de dirección E-W, con flancos meridionales muy verticalizados y flancos septentrionales casi

horizontales (Fig. 3B). La representación de los polos de estratificación medidos en este sector confirma la existencia de dos ejes principales de pliegues (Fig. 3F): uno de dirección ENE (en torno a N70E) y con inmersión hacia el SW, y otro menos marcado de dirección SE (en torno a N130E) y con inmersión hacia el SE. Aunque los datos son escasos, ambos ejes son coherentes con la macroestructura general e indican una compresión aproximadamente N-S.

Por otro lado, las estructuras frágiles no son muy abundantes, apareciendo fallas de pequeño salto (menor de 1 m, generalmente) y con planos subverticales. Su movimiento, en los pocos puntos en los que se ha podido determinar, es de tipo normal en las partes altas de la terraza, seguramente como respuesta al abombamiento producido por el ascenso diapírico. Sin embargo, en las proximidades del cuerpo de margas ascendentes las fallas suelen ser de tipo inverso, reflejando un empuje horizontal asociado al ascenso diapírico (Fig. 3E). En cuanto a su orientación, las fallas y fracturas medidas (21 en total) en esta unidad de gravas basales se agrupan en dos familias muy claras (Fig. 3G), NNE y ESE, si bien existe cierto grado de dispersión.

En cuanto a la *unidad de arenas y arcillas rojas superiores*, su estructura se adapta perfectamente a las deformaciones mayores de la unidad basal (Figs. 3C y 5), llegando a estar afectada en algunos casos por perturbaciones algo más intensas, especialmente en el extremo oriental de la terraza, donde la magnitud global de la deformación ha sido mayor. Estas deformaciones locales son de tipo dúctil casi exclusivamente, en forma de

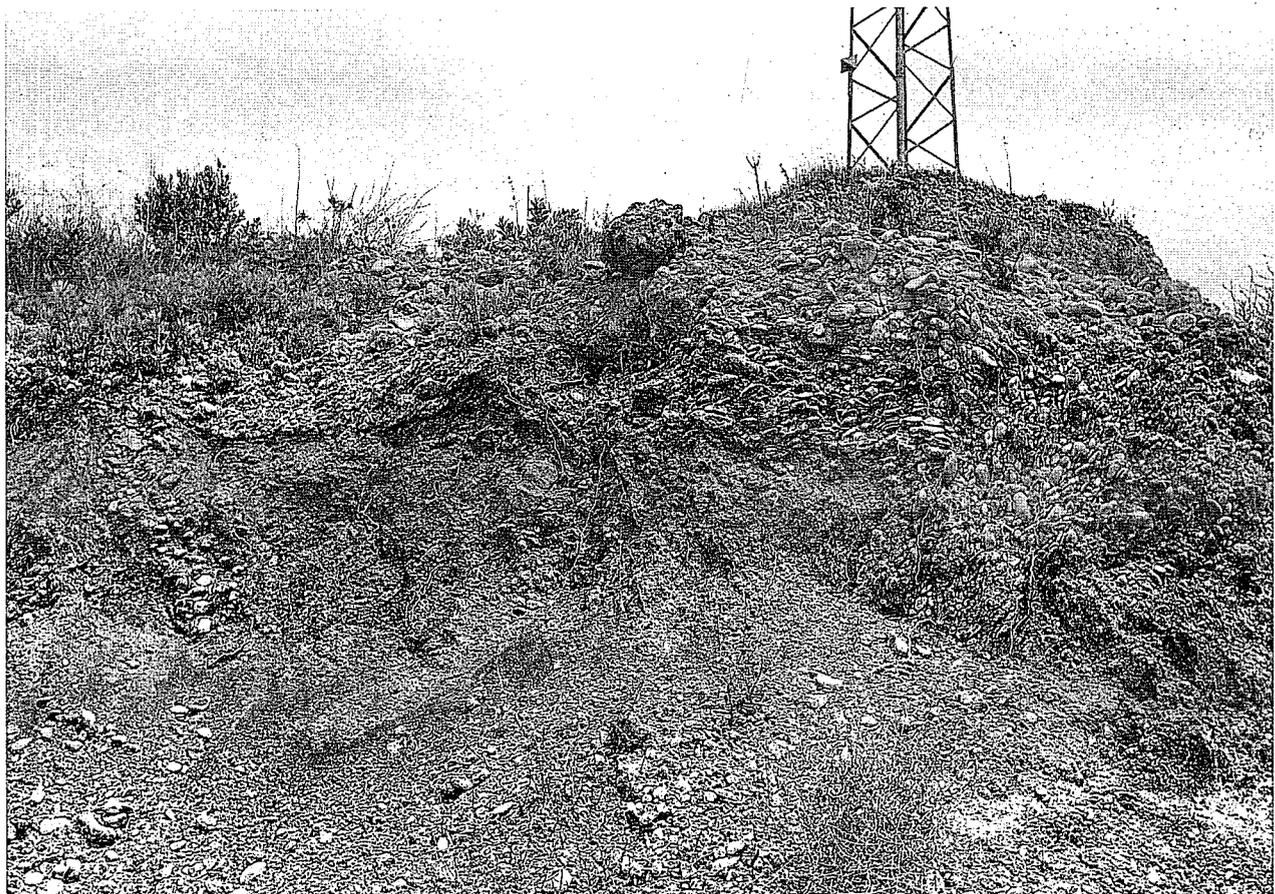


Figura 4.- Deformación intensa de la unidad de gravas basales, con intrusión diapírica de margas triásicas.

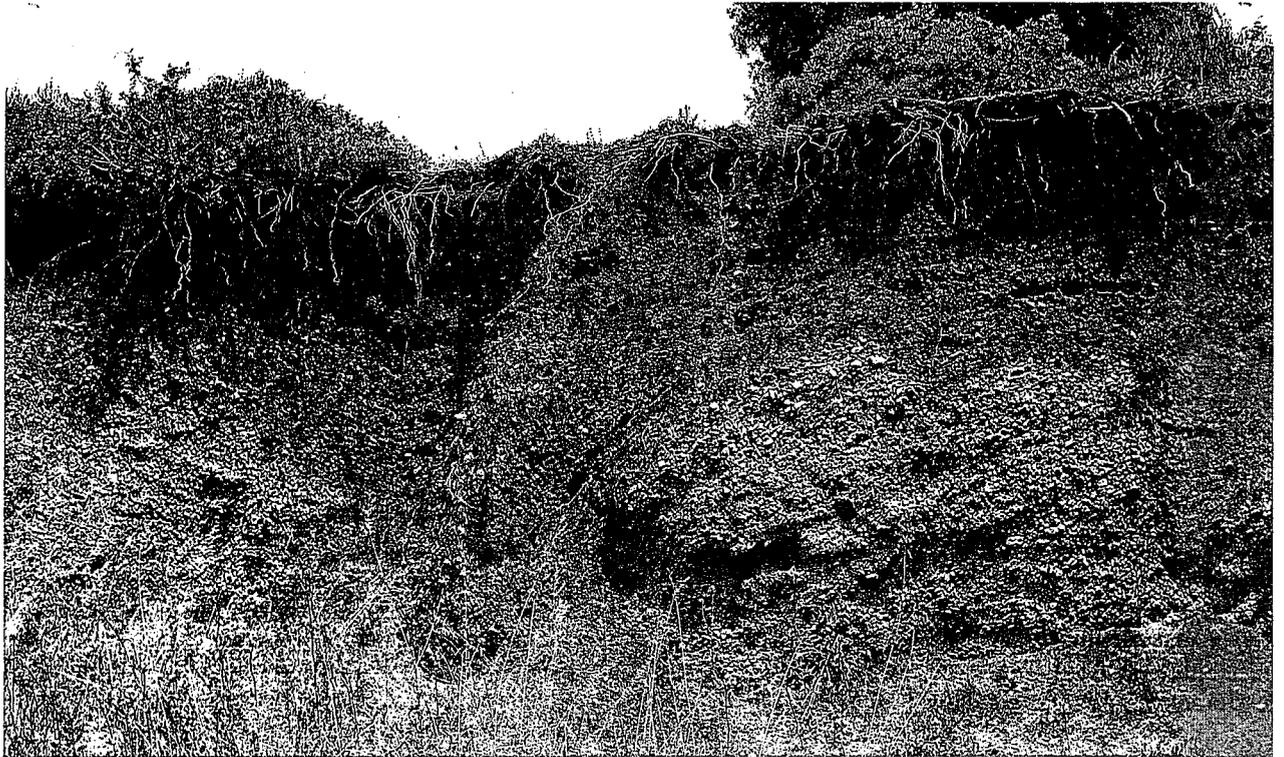


Figura 5.- Colapso en la unidad de arenas y arcillas rojas superiores, adaptadas a la deformación de la unidad de gravas basales.

flexiones, pliegues en rodilla, anticlinales laxos y sinclinales algo más apretados. Muy localmente aparecen pequeñas fallas de salto decimétrico, sobre todo en las inmediaciones del cuerpo diapírico, en cuyo caso presentan movimientos de tipo inverso (Fig. 3E).

Hay que destacar un afloramiento situado en el sector central de la terraza (Fig. 6), en el que la estructura observable refleja una deformación en dos etapas. La primera se manifiesta mediante una falla normal que afecta a las dos unidades; la segunda viene dada por un ascenso diapírico de un cuerpo margoso de pequeñas dimensiones, el cual deforma visiblemente a la unidad de gravas y provoca estructuras de arrastre sobrepuesto

en la unidad de arenas y arcillas rojas. En este caso el eje del antiforame diapírico muestra una dirección en torno a N-S, claramente distinta de la directriz general de las estructuras diapíricas mayores. Pensamos que la primera etapa (falla normal) es consecuencia del inicio del ascenso diapírico, con abombamiento general de la terraza. La segunda etapa, asimilable a los estadios finales de la deformación, reactivó las fallas normales previas, mediante movimientos de tipo inverso asociados a la perforación. Finalmente, debemos reiterar la total ausencia de deformación en los tramos superiores de la unidad de arenas y arcillas rojas, la cual progresivamente alcanza su conformidad morfosedimentaria.

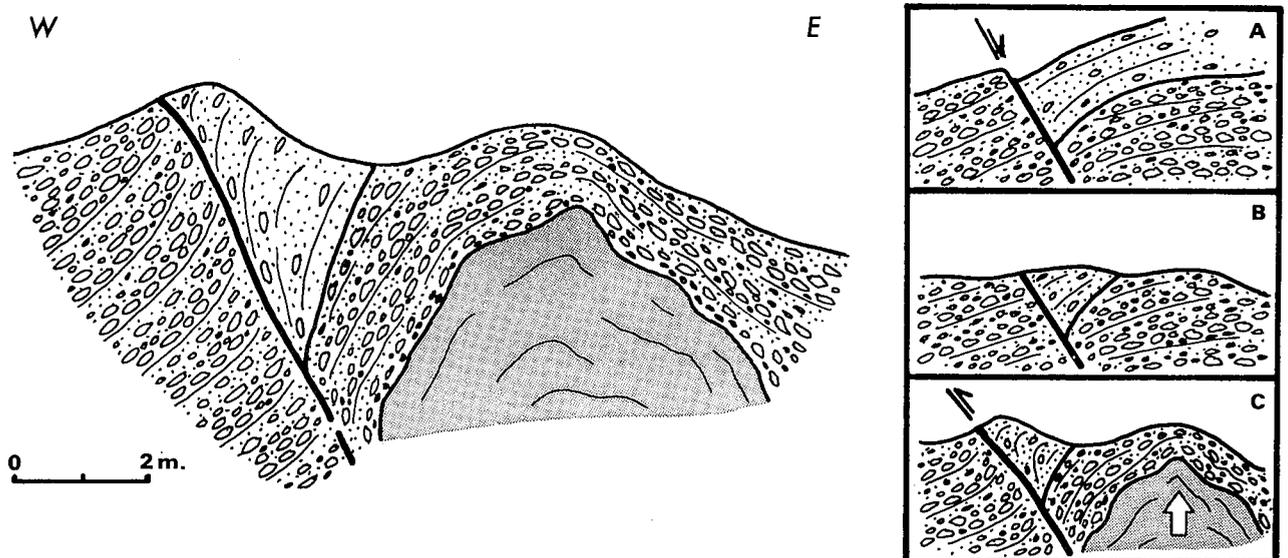


Figura 6.- Estructuras que indican dos episodios en la deformación de la terraza (sector central). Simbología en figura 3. Localización en figura 2 (H).

## Consideraciones generales

La evolución de los valles fluviales es, a grandes rasgos, función de las oscilaciones periódicas de sus niveles de base. En el caso que nos ocupa, esta vinculación se hace aún más patente por situarnos en un sistema fluvial de moderadas dimensiones y en zonas próximas a su desembocadura en el mar. Estas oscilaciones también se reflejan en la capa freática, la cual experimenta fluctuaciones que acompañan a la evolución del talveg. Las aguas freáticas afectan de forma diferencial a los materiales que las contienen, en base a sus propiedades físico-químicas, generando procesos diversos. De esta forma, y conjuntamente, unos materiales pueden disolverse (y dar lugar a karstificación), mientras que otros cambian su comportamiento mecánico (dando lugar a una mayor plasticidad o incluso fluidez).

En nuestra zona de estudio la distinta distribución estratigráfica de yesos y margas triásicas, junto con la cobertera detrítica aluvial, determinan la aparición de procesos kársticos y diapíricos, cuyos efectos morfológicos se traducen en áreas deprimidas por karstificación y áreas elevadas por diapirismo. Aunque estos dos mecanismos fueron casi simultáneos, creemos que la karstificación precedió al ascenso diapírico, ya que la masa intrusiva de margas afectó a una serie aluvial previamente basculada. Este basculamiento tuvo su origen en un hundimiento por disolución de yesos al Sur de la terraza, en la actual Laguna de Medina. La ausencia de estructuras de colapso asociadas a dicho basculamiento indica que la subsidencia se produjo de forma progresiva, a semejanza de lo que ocurre con las dolinas de disolución normal.

En cuanto al diapirismo, faltan aún datos regionales más numerosos que ayuden a precisar si la movilidad experimentada por las margas triásicas, en relación con la capa freática, respondió exclusivamente a este comportamiento mecánico o bien si fueron los empujes tectónicos regionales los desencadenantes de la deformación, que se vería acentuado por la propia movilidad de estos materiales. En cualquier caso, este ascenso afectó a los depósitos aluviales suprayacentes, con la consiguiente elevación topográfica del relieve. La localización de esta banda deformada, de dirección aproximada E-W, respondería al control estratigráfico de los materiales triásicos, donde el nivel de margas se sitúa entre paquetes competentes de yesos, que lo limitan a muro y techo. Dado el buzamiento general de la serie triásica hacia el Sur, la única vía posible de movilidad para las margas sería ascendente hacia el Norte, aprovechando los propios planos de estratificación.

De acuerdo con los datos bibliográficos disponibles, la altitud media del nivel de esta terraza  $T_1$  del río Guadalete es de +50 m. Esta terraza, en la zona de estudio, oscila entre +40/60 m, resultado de la actividad diapírica y de la posterior erosión de su depósito. A grandes rasgos, evaluamos que el ascenso absoluto de la superficie original de la terraza debió de ser de unos 20 - 25 m como máximo. Esta elevación topográfica desencadenó procesos de ladera que acarrearón un desmantelamiento parcial del relieve creado, con el consiguiente depósito coluvial (tramos basales de la unidad roja).

Esta primera etapa diapírica tuvo lugar con posteriori-

dad al depósito de la unidad de gravas basales y a su posterior encostramiento y rubefacción, siendo a su vez anterior al desarrollo de la unidad roja. Las dataciones arqueológicas disponibles para ambas formaciones nos permiten acotar esta deformación a finales del Pleistoceno medio.

Como consecuencia del rebajamiento erosivo de este relieve positivo se verificó un trasvase de material desde las áreas topográficamente elevadas hacia las zonas deprimidas contiguas. La respuesta mecánica a este proceso favoreció la reactivación de los fenómenos diapíricos a favor de las directrices previamente generadas, llegando a afectar incluso a los tramos basales de la unidad roja (Fig. 3E). Los tramos superiores no deformados de dicha unidad serían el resultado del desmantelamiento parcial del nuevo relieve creado. Esta segunda etapa diapírica tuvo lugar, por tanto, durante el desarrollo de la unidad roja, que por dataciones arqueológicas se fecharía en el inicio del Pleistoceno superior. No descartamos, sin embargo, que ambas etapas fueran manifestaciones de un único proceso diapírico prolongado, con dos momentos álgidos de deformación.

Finalmente, la evolución geomorfológica de las terrazas recientes del valle del Guadalete refleja un progresivo encajamiento de la red fluvial, con el consiguiente abandono altitudinal de las formas y paralización de los procesos deformacionales. Este encajamiento también lleva asociada una caída del nivel freático, de modo que se verifican descensos en los niveles de base kársticos, los cuales se manifiestan en superficie mediante la generación de nuevas dolinas y rehundimientos de las preexistentes (por colapso, en el caso de la Laguna de Medina).

## Cronología y evolución

Las observaciones de carácter deformacional, geomorfológico y prehistórico de la terraza estudiada y su interpretación suponen, en conjunto, una aportación significativa a la cronología de los procesos geológicos recientes del valle del río Guadalete y de este sector atlántico costero (Fig. 7).

Durante el Pleistoceno medio se produjo el depósito aluvial de la actual terraza  $T_1$  a +50 m ("unidad de gravas basales"), donde se ha encontrado una abundantísima industria lítica asimilable al Achelense antiguo terminal, y sobre la que se elaboró un suelo rojo fersialítico al final del Pleistoceno medio. El posterior encajamiento de la red fluvial y el consiguiente descenso del nivel de base favorecieron la generación de hundimientos de origen kárstico en los materiales yesíferos (inicio de la Laguna de Medina). A continuación tuvo lugar el ascenso diapírico de masas margosas, mediante un mecanismo básicamente perforante, que afectó a la terraza  $T_1$ . Las intrusiones de estas margas triásicas generaron en el relieve elevaciones domáticas; la creación de estos desniveles facilitó la elaboración de laderas, con el consecuente desmantelamiento de los suelos rojos que se estaban elaborando y su acumulación en vertiente ("unidad roja de arenas y arcillas"). Interpretamos que estos procesos pudieron favorecer la reactivación de los

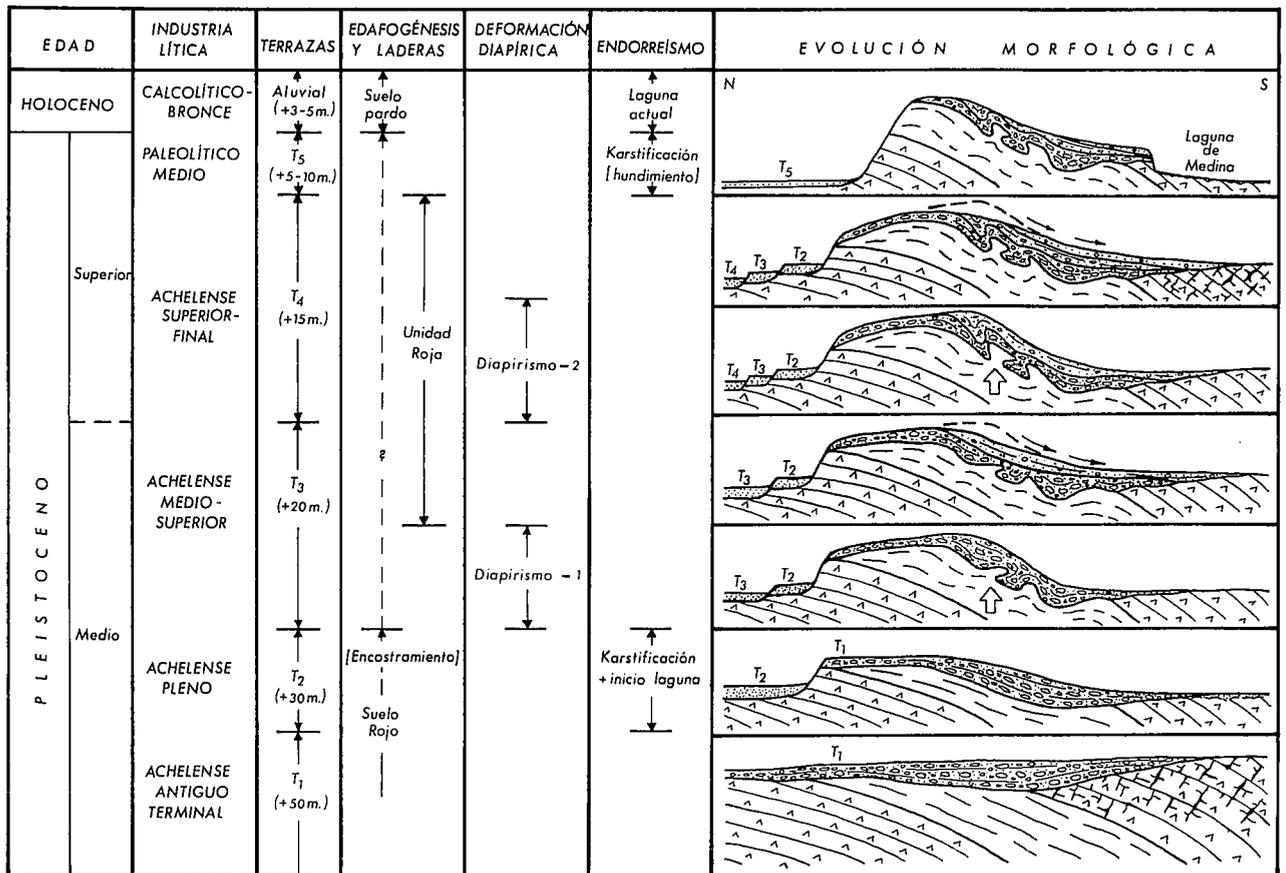


Figura 7.- Cuadro evolutivo de la terraza.

fenómenos diapíricos, dando lugar a pequeñas intrusiones que sólo afectaron a los tramos basales de dicha unidad. Al finalizar esta deformación diapírica, continuó aún la elaboración de la "unidad roja", que enlazaba lateralmente con la terraza fluvial de +15 m (T<sub>4</sub>) y donde se ha encontrado abundante industria del Achelese superior-final (Pleistoceno medio-superior).

En el tránsito Pleistoceno superior-Holoceno, el sector septentrional de la terraza T<sub>1</sub> de la Laguna de Medina fue erosionado lateralmente por el trazado meandri-forme del río Guadalete, que depositó los aluviones de la terraza T<sub>5</sub> (+5/10 m), con industria del Paleolítico medio. Simultáneamente se rehunde kársticamente la laguna, dando lugar a un escarpe en su orilla septentrional; a la par que se reelaboran las laderas, se depositan nuevos aluviones y se inicia un desarrollo de suelos pardos (Holoceno medio, fechable por una industria lítica del Calcolítico-Bronce) que llega hasta la actualidad.

En la investigación de industrias líticas han participado A. Santiago, E. Mata, J.M. Gutiérrez y L. Aguilera (Museos del Puerto de Santa María y Jerez de la Frontera), a quienes agradecemos su desinteresada colaboración. Este trabajo es una contribución al grupo nº 4079 de la Junta de Andalucía, al proyecto de la DGICYT PB 91-0622 y al proyecto internacional IGCP-274.

#### Bibliografía

Armijo, R.; Benkhelil, J.; Bousquet, J.C.; Estévez, A.; Guiraud, R.; Montecat, C.; Pavillon, M.J.; Philip, H.; Sanz de Galdeano, C. et

Viguié, C. (1977). Les résultats de l'analyse structurale et de la néotectonique des littoraux. Les résultats de l'analyse structurale en Espagne. *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 591-594.

Baena, J.; Zazo, C. y Goy, J.L. (1984). *Mapa geológico de España a E. 1:50.000*, 2ª serie, Hoja nº 1.062 (12-45) (Paterna de Rivera). Memoria explicativa por J. Baena, C. Zazo y J.L. Goy, 54 p. (1987). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Baldy, P.; Boillot, G.; Dupeuble, P.A.; Malod, J.; Moita, I. et Mougenot, D. (1977). Carte géologique du plateau continental sud-portugais et sud-espagnol (Golfe de Cadix). *Bull. Soc. Géol. France*, 29, 703-724.

Benkhelil, J. (1976). *Etude neotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne)*. These Univ. Nice, 180 p.

Benkhelil, J. y Guiraud, R. (1975). Les déformations post-nappes de la région de Cadix. *III R. An. Sc. Terre*, 3, Montpellier.

Benot, C.; Díaz, M.G.; Mayoral, E., Parra, A. y Rodríguez Vidal, J. (en prensa). Nuevas aportaciones para la determinación del límite Neógeno-Cuaternario en la Bahía de Cádiz. *2ª Reunión del Cuaternario Ibérico*, ITGE, Madrid.

Díaz del Olmo, F. (1989). Terrazas del Guadalete. *Jornadas de Campo. Geografía Física (Bahía de Cádiz-Guadalete-Grazalema)*. A.G.E., 89-91, Cádiz.

Esteban, F. (1969). Aportaciones geofísicas al conocimiento de los acuíferos existentes en las proximidades de Chiclana de la Frontera, Puerto Real y El Puerto de Santa María (Cádiz). *Bol. Geol. y Min.*, 80, 252-261.

Giles, F.; Santiago, A.; Gutiérrez, J.M.; Mata, E. y Aguilera, L. (1989). El poblamiento paleolítico en el valle del río Guadalete (Cádiz). En: *El Cuaternario en Andalucía occidental*, Díaz del Olmo y Rodríguez Vidal (Ed.). AEQUA Monografías, 1, 43-57, Sevilla.

- Giles, F; Santiago, A.; Mata, E.; Gutiérrez, J.M. y Aguilera, L. (1990). Laguna de Medina, cuenca fluvial del Guadalete. Ache-lense antiguo en la orla atlántica de Cádiz. *II Cong. Int. Estrecho de Gibraltar*, I, 123-142, Ceuta.
- Giles, F; Mata, E.; Santiago, A. y Gutiérrez, J.M. (1992). Secuencia paleolítica del valle del río Guadalete (Cádiz). Resumen de los resultados de las campañas 1989-1990-1991. *V Jornadas Arqueológicas*, Granada.
- Mabessone, J.M. (1963). Les sédiments Pré-Quaternaires et Villa-franchiens du bassin fluvial del Guadalete (prov. de Cádiz). *Estudios geol.*, 29, 143-149.
- Vallespi, E. et al. (1984). Cantos tallados en la terraza baja del Guadalete, sector Villamartín (Cádiz). *Bol. Museo de Cádiz*, IV, 5-28.
- Viguié, C. (1974). *Le Néogène de l'Andalousie Nord Occidentale (Espagne). Histoire du bassin du Bas-Guadalquivir*. These Univ. Bordeaux, 450 p.
- Zazo, C. (1980). *El Cuaternario marino-continental y el límite Plio/Pleistoceno en el litoral de Cádiz*. Tesis Univ. Compl. Madrid.

Recibido el 6 de julio de 1992: aceptado el manuscrito  
revisado el 29 de julio de 1993