

Resumen

La historia geomorfológica del Sur de Iberia ha sido condicionada por la tectónica general o local y por los procesos erosivo-sedimentarios de origen climático zonal o topográfico. La evolución neógeno-cuaternaria de las cuencas intramontañas no ha sido homogénea ni simultánea, alternando ambientes marinos y continentales en función de los cambios paleogeográficos locales, fundamentalmente asociados a movimientos tectónicos diferenciales.

El principal y más antiguo rasgo geomorfológico regional es la superficie de erosión-sedimentación de edad Tortoniense, que puede ser utilizada como superficie de correlación espacial y como paleorrelieve de referencia frente a modificaciones posteriores. En las cuencas intramontanas, dominó la sedimentación continental, desde el Turolense hasta el Pleistoceno, con depósitos fluviales y calizas lacustres con caliches que enlazaban lateralmente con suaves piedemontes y morfología de glaciis.

Durante el Plioceno se inició la jerarquización de los principales valles fluviales, con fuerte erosión en las cabeceras de cuenca, elaboración de profundos cañones y procesos de inversión del relieve en las cuencas neógenas. La aridificación climática se manifestó por el desarrollo de glaciis y abanicos aluviales con depósitos clásticos rubefactados que, en algunas cuencas, continuaron durante el Pleistoceno inferior y medio, sobre todo en relación con bordes tectónicamente activos. En las sierras más altas de las Béticas se desarrolló durante el Pleistoceno un sistema de pequeños aparatos glaciares con morfología de circo, que evidencian tres episodios glaciares durante el Riss, Würm y Tardiglacial. En el resto de sierras, se conserva un variado cortejo de formas periglaciares heredadas.

Los rellenos aluviales costeros cuaternarios contienen registros sedimentarios de gran interés, que han permitido reconstruir la evolución paleoambiental, climática y eustática de las zonas costeras de la cordillera Bética y del valle del Guadalquivir.

Palabras clave: Cordillera Bética, Geomorfología regional, Neotectónica, Neógeno, Cuaternario.

Abstract

The geomorphological history of Southern Iberia was conditioned by general or local tectonics and by erosive-depositional processes of climatic or topographic origin. The inner basins experienced heterogeneous and diachronic Neogene-Quaternary evolution. An alternating succession of marine and continental environments took place as a function of local palaeogeographic changes, mainly associated to differential tectonic movements.

The main and older geomorphological feature of regional extent is the Tortonian erosion-deposition surface, which can be used as a spatial correlation surface and as a reference – palaeorelief for studying later landscape changes. In the inner basins, continental deposition prevailed from the Turolian to the Plesitocene, with fluvial sediments, lacustrine limestones and calcretes, laterally connected to gentle pediments with “glacis” morphology.

During the Pliocene the fluvial valley hierarchisation began, with strong erosion in the catchment heads, incision of deep canyons and relief inversion in the Neogene basins. A clear climatic aridification took place, producing pediment and alluvial fan development with deposition of rubificated clastic sediments. In some basins these sedimentary processes continued during the Lower and Middle Pleistocene, especially in relation to tectonically active mountain fronts. Towards the basins centres fluvial and lacustrine deposition prevailed, with chemical and charcoal fine sediments.

During the Pleistocene several small glacial systems developed in the Betic higher ranges, with a cirque morphology, where Riss, Würm and Late-Glacial episodes are recorded. In other ranges several inherited periglacial forms can be recognised.

In the coastal zones, the Quaternary alluvial fillings contain very interesting sedimentary records, which allowed the reconstruction of the palaeoenvironmental, climatic and eustatic evolution of coastal areas of the Betic Ranges and Guadalquivir River valley.

Key words: Betic Ranges, regional geomorphology, Neotectonics, Neogene, Quaternary.

Evolución geomorfológica del Sur de Iberia durante el Neógeno y el Cuaternario

Joaquín Rodríguez Vidal* y Francisco Javier Gracia Prieto**

Introducción

La generación de una cadena montañosa comporta una estructuración tectónica de la corteza terrestre, cuyo reflejo superficial es la formación de un relieve y de un paisaje asociado. La generación de este relieve por causas tectónicas desencadena un trasvase de materia desde las zonas elevadas a las zonas deprimidas, mediante la actuación de unos agentes dinámicos concretos. Estos agentes definen los procesos morfológicos actuantes en los relieves, así como los medios sedimentarios dominantes en las depresiones, y en general los modelados del paisaje resultantes que se observan a lo largo de la cadena.

La historia geomorfológica de la Cordillera Bética está caracterizada por un continuo cambio morfológico condicionado por su actividad tectónica general o local, en la que cada fase de creación del relieve se corresponde con un intenso trasvase de materia desde las zonas elevadas hacia las áreas deprimidas. El paisaje resultante en cada zona es consecuencia, así, del balance entre los procesos tectónicos, que tienden a acentuar la energía del relieve (montañas y depresiones), y los procesos erosivo-sedimentarios, que tienden a suavizar la topografía (aplanamientos y superficies de erosión-depósito).

Por otro lado, los paisajes asociados a esta evolución morfológica son consecuencia en buena parte de los sucesivos cambios climáticos globales y de las circunstancias ambientales regionales asociadas al tipo de relieve local. Cuando ambos factores convergen, los procesos morfológicos acentúan su eficacia como generadores de paisajes específicos; cuando son contrarios, los procesos tienden a compensarse y disminuyen su efecto modelador.

Por lo tanto, en síntesis, la historia geomorfológica de la cadena debe considerarse como resultado de la interacción entre procesos tectónicos generadores de relieve y la actuación de procesos morfológicos, controlados fundamentalmente por el clima. La variación continua de ambos conjuntos de procesos a lo largo del tiempo ha supuesto para la Cadena Bética una evolución compleja, cuyos aspectos más destacados se exponen a continuación.

Estructuración de la Cordillera Bética

Dentro de la Cordillera Bética todos los autores reconocen dos grandes dominios geológicos con posición paleogeográfica original distinta de la actual. Las Zonas Externas, correspondientes a la cobertera mesozoico-terciaria del margen sudibérico, y las Zonas Internas, como restos de un dominio (Bloque de Alborán) que ocuparía inicialmente una posición más oriental y que se desplazó hacia el Oeste durante el Mioceno inferior. Se registró en ese período un empuje radial (Andrieux *et alii*, 1971; Sanz de Galdeano, 1990) por la expulsión hacia el Oeste de las Zonas Internas del conjunto bético. Esta estruc-

* Departamento de Geodinámica y Paleontología; Facultad de Ciencias Experimentales; Universidad de Huelva. Campus del Carmen. 21071 Huelva. jrvidal@uhu.es

** Departamento de Geología; Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales; Universidad de Cádiz. 11510 Puerto Real, Cádiz. javier.gracia@uca.es

turación cortical y este empuje de tipo radial son resultado de la convergencia de las placas africana y euroasiática (Subplaca Ibérica, en nuestro caso), con un régimen tectónico no homogéneo. El límite de las citadas placas está compuesto por segmentos que muestran regímenes tectónicos locales de tipo extensional, compresivo o direccional, resultado de un escenario geodinámico de colisión compleja (Vegas, 1991).

La última fase de compresión importante en la cadena tuvo lugar hacia el final de Mioceno medio (Fase Post-Serravaliense; Groupe de Recherche, 1977). Entre el Tortoniense y el Plioceno tuvo lugar una importante fase de compresión N-S a NO-SE con extensión asociada E-O (Azañón *et alii*, 2002), a favor de fracturas E-O, NE-SO y NO-SE. Dichos sistemas de fracturas, que actuaron muchas veces como desgarres, fueron los responsables de la generación de relieves elevados, y también de surcos, fosas y semifosas, las cuales han mostrado una importante subsidencia a lo largo del Neógeno. En este periodo se inició también la creación de la Cuenca del Mar de Alborán (Sanz de Galdeano, 1983). Las principales cuencas intramontañosas generadas en esta época están limitadas por accidentes, cuyas directrices principales son las siguientes (Boccaletti *et alii*, 1987; Goy *et alii*, 1994):

N070-100E: Responsable de la generación de grandes corredores, como el asociado al accidente de Cádiz-Alicante.

N010-050E: Son fallas relativamente recientes que a menudo controlan la orientación y morfología de diversos tramos costeros en el ámbito mediterráneo de la cadena.

N120-150E: Controla la orientación de algunos de los bordes de las cuencas, como en la Depresión de Granada.

Todos estos accidentes han sido los responsables de la generación de cuencas y han determinado su evolución posterior, reactivándose repetidamente con movimientos diferentes según la diferente orientación de los esfuerzos tectónicos a que se ha visto sometida la cordillera a lo largo del Neógeno-Cuaternario. Los movimientos compresivos y distensivos desde el Tortoniense a la actualidad corresponden, respectivamente, a aceleraciones y deceleraciones del acercamiento Iberia-Africa, así como a movimientos Este-Oeste, de tal manera que muchos de estos accidentes tienen carácter polifásico (López Casado *et alii*, 1987).

De las principales cuencas intramontañosas que jalonan la cordillera destacan la de Granada y Guadix-Baza, por su gran extensión y por servir de contacto entre las Zonas Externas e Internas. Ambas cuencas se encontraban inicialmente comunicadas. Su desconexión posterior se produjo en el Plioceno, coincidiendo con el levantamiento de Sierra Nevada y Sierra Arana, constituyendo esta última el principal relieve que sirve de separación entre ellas.

En general, todas estas cuencas presentan una geometría compleja, debido a una marcada erosión diferencial, la cual a su vez viene controlada por rápidos cambios laterales de facies y por la subsidencia asociada a la actuación de los dife-

rentes accidentes que las limitan (Goy *et alii*, 1994). De este modo, la evolución neógeno-cuaternaria de las mismas no fue homogénea ni simultánea, alternando ambientes marinos y continentales en función de los cambios paleogeográficos locales, fundamentalmente asociados a movimientos tectónicos diferenciales.

La Cordillera Bética en el Mioceno Superior

Después de una importante regresión marina próxima al límite Serravaliense-Tortoniense, se verifica en toda la cordillera una transgresión generalizada al final del Tortoniense. La cota máxima alcanzada por el nivel del mar, que se reconoce en el margen pasivo sudibérico, estuvo en torno a 270 m (Rodríguez Vidal, 1992). Los depósitos marinos de esta edad se localizan actualmente a altitudes diversas dentro de la cordillera, con desniveles máximos que pueden alcanzar los 2500 m, resultado de la intensa actividad tectónica post-Tortoniense.

El marco paleogeográfico durante el Tortoniense incluye las cuencas marinas del Guadalquivir y su comunicación con el Mediterráneo por medio de estrechos entre islas béticas (Archipiélago de Alborán), que estaban tectónicamente controlados por fallas de desgarre. Este ascenso eustático produjo aplanamientos erosivos en las zonas costeras (superficie intratortoniense, Fig. 1), que sirvieron de enlace con las áreas montañosas emergidas (Lhénaff, 1977).

Como ya se ha indicado, durante el Tortoniense Superior tuvieron lugar las pulsaciones tectónicas más importantes de carácter vertical, que dieron como resultado la elevación de los principales relieves (Sierra Nevada, Sierra Arana), en forma de horst múltiple limitado por zonas deprimidas y subsidentes que paulatinamente fueron también elevadas por sus bordes. Esta evolución queda bien expresada en Sierra Nevada en forma de "escalones" orográficos, con relieves suaves desplazados por bruscos desniveles de hasta 900 m. En la zona de El Padul - La Zubia, la suma de los diferentes saltos de falla sucesivos da valores de saltos verticales superiores a los 4.000 m, en relación con los materiales que sirven de zócalo a los sedimentos neógenos y cuaternarios que rellenan la Depresión de Granada (Sanz de Galdeano, 1983). También en esta época tuvo lugar la generación de grandes depresiones por movimientos verticales de hundimiento, que en las zonas próximas al mar llevaron a la inmersión de amplios sectores rodeados por relieves más o menos abruptos.

Durante el Messiniense se cerró por el Este la Depresión del Guadalquivir y las tierras emergidas ampliaron su extensión (Viguier, 1974), todo ello coincidiendo con la génesis de amplias estructuras anticlinales (Sierras de Blanca-Mijas, Nevada, Alhamilla, Gádor, etc.). Durante esta época tuvo lugar también una cierta actividad magmática, con volcanismo en Cabo de Gata y Mar de Alborán (Bellón *et alii*, 1983; López-Ruiz *et alii*, 2002), mientras que en las costas se desarrollaron arrecifes coralinos (Braga y Martín, 1996).



Fig. 1. Aplanamiento erosivo-sedimentario de la superficie intratortoniense en la Sierra de Gádor (Almería). La topografía horizontal del techo de la sedimentación tortoniense (derecha del cerro) enlaza con el arrasamiento en calcoesquistos triásicos (izquierda del cerro). El contacto entre ambas litologías es una discordancia erosiva o paleoladera, que buza hacia la derecha.

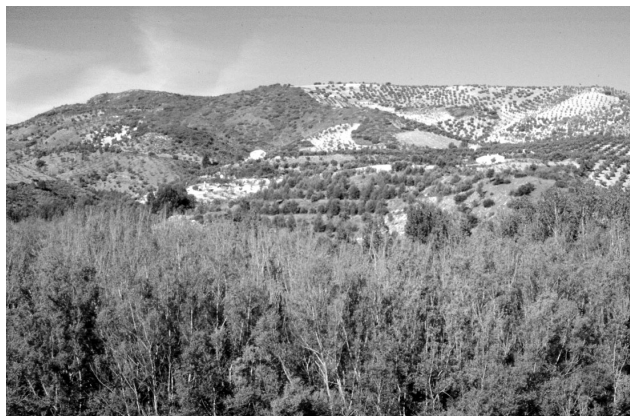


Fig. 2. Depósitos mio-pliocenos continentales (derecha del cerro) de abanicos aluviales y calizas lacustres en la Depresión de Granada, cerca de Alhama de Granada. El contacto con el sustrato de mármoles alpujarrides (Sierra Tejada) es un relieve erosivo intramioceno.

La crisis de salinidad Messiniense produjo fuertes descensos del nivel del mar, que favorecieron el desarrollo de superficies de erosión sobre los depósitos marinos previos (tanto arrecifales como margosos, Riding *et alii*, 1999) y la posterior acumulación de potentes depósitos evaporíticos de origen marino somero (Playà *et alii*, 2000), que fosilizan a la citada superficie de erosión en las zonas más externas. En la Cuenca de Granada, por ejemplo, este episodio evaporítico marcó el inicio de la sedimentación continental desde el Turoliense en adelante, hasta el Pleistoceno (García-Aguilar y Martín, 2000). En el continente las cuencas se rellenaron con depósitos fluviales y calizas lacustres con caliches (Vallesiense superior-Turoliense) que enlazan lateralmente con suaves piedemontes con morfología de glacis, elaborando paisajes regularizados.

El clima era de características áridas, algo húmedo en las montañas, incrementándose la temperatura a finales del Mioceno (Rodríguez Fernández, 1982). Durante esta época se reactivaron tectónicamente los bordes de cuenca, aunque no de forma tan intensa como en el Tortonense, y se produjo una apreciable sismicidad acompañando a la actividad volcánica (Montenat *et alii*, 1987).

La Cordillera Bética en el Plioceno

Hacia el final del Messiniense se inició una fuerte subida eustática, con la consiguiente invasión de relieves emergidos, sobre todo a favor de valles y cuencas previamente conformadas. Este ascenso se continuó durante el Plioceno inferior, fosilizando relieves continentales (Mayoral y Rodríguez Vidal, 1994). La configuración de esta costa pliocena fue, a grandes rasgos, parecida a la actual, aunque destacaron marcados entrantes o golfos en la desembocadura del Guadalquivir y en las de otros ríos mediterráneos de menor entidad.

La actividad tectónica extensional dominante para esos tiempos mio-pliocenos acentuó la energía del relieve y creó fuertes desniveles topográficos, razón por la que las costas se hicieron muy recortadas. También en este caso se produjeron manifestaciones volcánicas, en Cartagena concretamente, de carácter basáltico (López-Ruiz *et alii*, 2002).

En el continente se independizaron claramente las cuencas, en las que dominó la acción fluvial, con abanicos aluviales en los piedemontes (Fig. 2) y abundante sedimentación lacustre en el centro de las depresiones (Fernández *et alii*, 1986), que en algunas, como la de Guadix-Baza (Fig. 5), se prolongó hasta el Pleistoceno (García-Aguilar y Martín, 2000). Este marcado sistema de erosión-depósito, condicionado por la actividad de fallas normales de gran ángulo, provocó altas tasas de erosión en las montañas y el inicio de jerarquización de los principales valles fluviales, que en ocasiones desarrollaron profundos cañones. A su vez, las laderas retrocedieron y se generaron pedimentos y aplanamientos erosivos que enlazaban topográficamente con sediplanos de relleno de las cuencas. En algunos casos estos sedimentos se hicieron expansivos (García Aguilar, 1992) y recubrieron las superficies de piedemonte en discordancia angular.

Existe una clara relación entre movimientos de fallas locales, sedimentación y génesis de modelados erosivos en las sierras, por lo que durante el Plioceno los cambios paisajísticos debieron de ser frecuentes, y no siempre vinculados al clima. Por ejemplo, en el sector oriental del conjunto bético la rotación de ejes de compresión a finales del Plioceno produjo importantes movimientos diferenciales de bloques y procesos de inversión del relieve en las cuencas neógenas de la zona (Tabernas, Vera, Sorbas, Lorca, Murcia, etc.; Silva *et alii*, 1993).

No obstante, las características sedimentológicas, edafogénicas y faunísticas de los depósitos pliocenos parecen indicar un clima dominante de tipo semiárido (Calvo *et alii*, 1993),

con una marcada estacionalidad, que favoreció la formación de perfiles edáficos evolucionados en el interior de las cuencas (Simón *et alii*, 1993), así como el desarrollo de los procesos erosivo-acumulativos en sus márgenes. La aridificación climática fue progresiva a lo largo del Plioceno, alcanzándose los máximos valores al final de este periodo (Günster y Skowronek, 1998). En las sierras subbéticas, de relieve moderado, esta aridificación climática en el paso Plioceno-Pleistoceno vino manifestada por el desarrollo de glaciares y abanicos aluviales con depósitos clásticos rubefactados ("brechas mortadela", de Lhénaff, 1977), con un significado morfogenético y paleoclimático equivalente a las "rañas" de la Meseta (Baena y Díaz del Olmo, 1994).

La Cordillera Bética en el Pleistoceno

Los depósitos de abanicos del Plioceno en algunas cuencas continuaron su elaboración durante el Pleistoceno inferior y medio, sobre todo en relación con bordes tectónicamente activos. Hacia el centro de las cuencas dominó la sedimentación fluvial y lacustre, con detriticos finos, químicos y carbonosos, muy controlados en su distribución por los movimientos relativos de fallas locales (Sanz de Galdeano *et alii*, 1998). Un ejemplo que ilustra esta relación lo constituye la turbera de la Depresión de Dúrcal-Padul, en la que se registran más de 100 m de espesor de turba asociados a la actividad de la falla de borde de la cuenca (Fig. 3). Los estudios polínicos demuestran que, al menos en los 72 m superiores, están representados el Pleistoceno medio, superior y Holoceno (Nestares y Torres, 1998), situándose el nivel equivalente al Periodo Atlántico a 15 m de profundidad de acuerdo con datos de radiocarbono (Goy *et alii*, 1989a). El depósito es de un enorme valor paleoclimático, ya que el estudio palinológico ha permitido también identificar etapas de mayor sedimentación de turba coincidiendo con periodos interglaciares (Florschütz *et alii*, 1971).

La dirección de máxima compresión cambió durante el Cuaternario, de NE-SO a NNO-SSE (Ott d'Estevou y Montenat, 1985), y toda la Cordillera experimentó una elevación general durante el Cuaternario inferior, alcanzando su máximo a mediados del Cuaternario (Philip y Bousquet, 1975). A menor escala, este régimen compresivo se resolvió mediante una tectónica de bloques, que produjo elevaciones y hundimientos diferenciales, basculamientos, etc. (Fig. 4). Así, en la Sierra de Gádor se registró durante el Pleistoceno superior-Holoceno una tectónica predominantemente extensional mediante la reactivación de fallas de dirección NNO-SSE, que afectan a depósitos neógenos y cuaternarios de diversa naturaleza (Martínez Díaz, 2000), y que originó la formación de fosas tectónicas limitadas por fallas activas (Rodríguez-Vidal *et alii*, 1998).

Esta actividad tectónica modificó la localización y geometría de muchas cuencas, así como el desarrollo de nuevas áreas tectónicamente deprimidas, algunas de las cuales registraron un relleno sedimentario prolongado a lo largo del Cuaternario,



Fig. 3. Turbera de la Depresión de Dúrcal-Padul (Granada), en la que se registran más de 100 m de espesor de turba asociados a la actividad subsidente de la falla de borde de la cuenca. Esta acumulación cuaternaria tiene un gran valor en la interpretación paleoclimática.

fundamentalmente mediante sistemas deposicionales de abanicos aluviales y playa-lakes (Silva *et alii*, 1993). Destacan las cuencas pleistocenas del sector oriental del conjunto bético, controladas por fallas de desgarre en régimen transtensivo (Campo de Dalías, Nijar, Puerto Lumbreras, Lorca-Totana, Cartagena-Mar Menor, etc.). Durante el paso Plioceno-Cuaternario se produjo en esta zona una reactivación tectónica de los principales accidentes y la elevación de relieves circundantes, lo que desencadenó cambios ambientales especialmente significativos en áreas costeras, consistentes en la continentalización progresiva de áreas previamente marinas o litorales (Bardaji *et alii*, 1995). Los rellenos aluviales costeros cuaternarios de estas cuencas contienen registros sedimentarios de gran interés, que han permitido reconstruir la evolución paleoambiental, climática y eustática de las zonas costeras de este sector de la cordillera (Harvey *et alii*, 1999). Por su parte, en la vertiente atlántica cabe destacar la generación de la Bahía de Cádiz como área subsidente ligada a la actividad de fallas direccionales durante el Pleistoceno (Gracia *et alii*, 1999).

En algunos puntos se puede inferir una relación entre los tipos de depósitos cuaternarios que rellenan las cuencas y los cambios climáticos (pulsaciones glaciares y fases frías, periodos de mayor humedad, etc.), registrados en las sierras y relieves circundantes (García Aguilar, 1992; Calvache *et alii*, 1997). La aparición de minerales-índice de concentración edáfica en algunos horizontes rojos pleistocenos en la Cuenca de Baza permiten deducir, por ejemplo, etapas de hiato deposicional interpretables como fases erosivas. Estas condiciones climáticas alternantes favorecieron el depósito de rellenos sedimentarios de naturaleza muy variada, que en la actualidad poseen un enorme valor paleoambiental y paleoclimático. Los registros pleistocenos de algunas cuencas contienen abundantes restos paleontológicos y arqueológicos de indudable interés. Destaca el yacimiento de Venta Micena, en la cuenca



Fig. 4. Deformación del depósito de terraza fluvial cuaternaria (+50 m) del río Guadalete en la Laguna de Medina (Cádiz). Estos aluviones se datan en el Pleistoceno Medio y se han elevado unos 20-25 m por ascenso diapírico de margas triásicas.

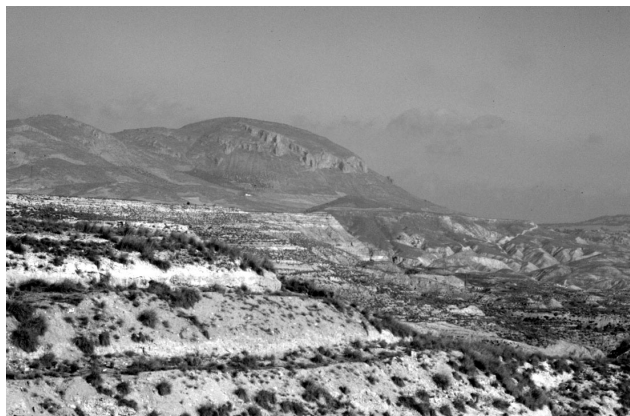


Fig. 5. Sediplano de la Cuenca de Guadix en la zona de Fonelas. La secuencia final del relleno es de depósitos aluviales y lacustres del Plio-Pleistoceno, intensamente erosionados por cárcavas. La ladera de la Sierra del Mencil, al fondo, culmina el relleno de la cuenca con un nivel de glacis encostrado de edad Pleistoceno superior antiguo.

de Guadix-Baza, en el que se han contabilizado más de 15.000 restos fósiles de mamíferos, así como numerosos útiles líticos, que permiten plantear la colonización humana de Europa en fechas muy tempranas, hace entre 1.8 y 1.6 millones de años (Arribas y Palmqvist, 1999).

Por su parte, en las sierras más altas de las Zonas Internas, elevadas tectónicamente en el Plio-Pleistoceno hasta altitudes considerables, se desarrolló durante el Pleistoceno un sistema de pequeños aparatos glaciares con morfología de circo, desprovistos de lengua. Su actividad erosiva se redujo a excavar cabeceras y algunas pequeñas depresiones, pero no fue suficiente como para labrar relieves muy abruptos en las cumbres. Fundamentalmente se registran tres episodios glaciares (Gómez Ortiz *et alii*, 1992): Tardiglacial, con un límite de nieves perpetuas entre 2.800 y 2.900 m; Würm, con límite hacia los 2.300 m; y Riss, éste más dudoso, con límite unos 200 m más bajo. Por otro lado, en las cumbres de Sierra Nevada se conserva un variado conjunto de formas periglaciares heredadas, de gran interés paleoclimático (Gómez Ortiz, 1999). En otros puntos de la cadena se conservan, igualmente, abundantes depósitos pleistocenos de origen periglacial (*grèzes litées*, fundamentalmente); algunos de estos depósitos han sido afectados por la actividad reciente (post-Pleistoceno medio) de accidentes neotectónicos.

La colmatación de las cuencas viene representada por episodios erosivo-deposicionales edáficos con un marcado carácter expansivo (Soria, 1993). Dicha colmatación llegó a ser muy reciente (Fig. 5). Así, en la Cuenca de Guadix-Baza el techo de la sedimentación se establece en 70.000 años BP (Interglacial Riss-Würm, según García-Aguilar, 1992), de tal modo que la captura fluvial y consiguiente exorreísmo de la cuenca sería posterior a esta fecha (post-Pleistoceno medio según Ortiz *et alii*, 2000; entre 100.000 y 17.000 años BP según Calvache y Viseras, 1997). En dicha cuenca el paso endorreísmo-

exorreísmo viene marcado a partir de un nivel de glacis encostrado de edad Pleistoceno superior antiguo. La captura fluvial pudo estar asociada a procesos tectónicos de levantamiento y basculamiento de la cuenca, con cambios en el sentido del drenaje mediterráneo por atlántico (Alberdi *et alii*, 1988; Goy *et alii*, 1989b). Algo muy similar sucedió en la Cuenca de Granada, donde la última unidad deposicional del relleno sedimentario alcanza el Pleistoceno medio, de tal modo que el inicio del exorreísmo y vaciado de la cuenca debió de comenzar en el Pleistoceno superior (Ruiz Bustos *et alii*, 1990).

La actividad endógena fue determinante en el paso endorreísmo-exorreísmo, y el desfase espacial y temporal de las pulsaciones tectónicas a lo largo de la Cadena en el Pleistoceno medio-superior pudo ser responsable de una migración del proceso de captura fluvial de las cuencas de Oeste a Este, unido a una progresiva ampliación de la Cuenca del Guadalquivir hacia su cabecera por procesos de erosión remontante. Ejemplos de estas capturas con cambio de drenaje mediterráneo-Guadalquivir son el Guadiana Menor y Guadalentín (Goy *et alii*, 1994). En otras cuencas estas pulsaciones tectónicas provocaron una reestructuración del drenaje y capturas internas, como en la cuenca del Bajo Segura o en la cuenca de Caravaca (González Hernández *et alii*, 1997). En la cuenca de Sorbas (Almería) se han registrado varios episodios de captura interna a lo largo del Pleistoceno por causas tectónicas (Harvey y Wells, 1987); el último de ellos, en el Pleistoceno superior, produjo descensos del nivel de base de hasta 90 m, que desencadenaron una importante reorganización del drenaje en el interior de la cuenca (Mather, 2000).

Los sistemas fluviales respondieron a las fluctuaciones climáticas pleistocenas, dando secuencias aluviales en las que alternaron fases de aluvionamiento y formación de terrazas, coincidentes con periodos climáticos fríos que provocaron una mayor torrencialidad hidrológica, y fases de incisión bajo



Fig. 6. Incisión fluvial energética del río Torrente sobre depósitos escalonados de abanicos aluviales pleistocenos, en las inmediaciones de Nigüelas (Cuenca de Granada). Al fondo, las elevaciones de Sierra Nevada.



Fig. 8. Vista aérea de la flecha litoral de El Rompido (Huelva) que se desarrolla hacia el Este y cierra la desembocadura del río Piedras, con marismas funcionales. La raíz de la flecha se inicia en una llanura costera, actualmente edificada, y adosada a un paleoacantilado fósil de edad post-Flandriense.

un clima semiárido (Fig. 6), coincidentes con periodos interglaciares (Schulte, 2002). Por su parte, el sistema fluvial del río Guadalquivir desarrolló un conjunto de hasta 14 niveles de terrazas escalonados, cuya sucesión está relacionada con crisis morfoclimáticas pleistocenas, las cuales controlaron las fases de aluvionamiento, incisión fluvial y edafogénesis (Díaz del Olmo *et alii*, 1989; Baena, 1993), en una zona donde la actividad neotectónica reciente ha sido más bien modesta (Flores, 1994).

En los abundantes macizos calcáreos de las sierras béticas la evolución paleoclimática pleistocena favoreció el desarrollo de abundantes y extensas morfologías kársticas. De entre ellas destacan los poljes, algunos de ellos de gran extensión, como el de Zafarraya (Lhénaff, 1998). Las formas acumulativas asociadas a su evolución, en forma de depósitos espeleotémicos fundamentalmente (Fig. 7), constituyen valiosos indicadores paleoclimáticos (Rodríguez Vidal *et alii*, 1999), mientras que las

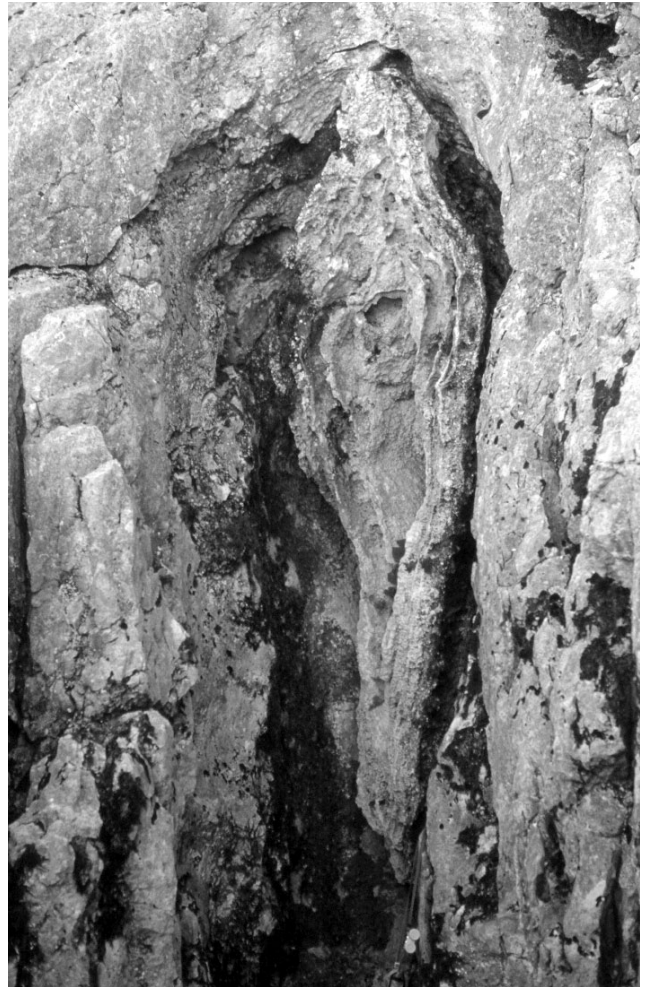


Fig. 7. Espeleotemas aflorantes en la superficie alta de la Sierra del Endrinal (Grazalema, Cádiz), resultado de la erosión de la caliza y exhumación de antiguas cuevas y simas, cuyas paredes estaban tapizadas de coladas calcíticas.

formas erosivas acompañantes (superficies de corrosión kárstica) aportan datos sobre la evolución paleohidrológica (Delanoy, 1998) y neotectónica (Gracia *et alii*, 2000) de los macizos. Paralelamente, los registros sedimentarios que aparecen en el interior de muchas cuevas y grutas kársticas béticas constituyen excelentes fuentes de información paleoclimática (Durán y López Martínez, 1999; Rodríguez-Vidal *et alii*, 2003). Algunas cuevas poseen, además, abundantes restos paleontológicos y arqueológicos que permiten reconstruir con detalle las diversas etapas de ocupación humana del territorio durante el Pleistoceno (Ramos, 1998); es el caso de las cuevas de Gibraltar, La Pileta, Ardales, Nerja, Los Murciélagos o del Boquete de Zafarraya. La exportación de carbonatos desde los macizos kársticos favoreció el desarrollo de importantes depósitos travertínicos, así como el encostramiento de glaciares y depósitos de piedemonte, especialmente en las sierras subbéticas (Baena y Díaz del Olmo, 1994).

Por último, a lo largo de toda la costa andaluza, pero especialmente en el litoral oriental, se conserva un gran número de restos morfosedimentarios de playas y otras formaciones litorales, cuyas alturas relativas, características sedimentológicas y restos faunísticos han permitido reconstruir las oscilaciones climáticas y eustáticas cuaternarias que afectaron a la costa bética en el Pleistoceno. Destaca el gasterópodo *Strombus bubonius*, muy común en los niveles tirrenienses (Pleistoceno medio - superior) del litoral mediterráneo andaluz, y que constituye un excelente indicador paleoecológico, ya que marca la existencia de un mar más cálido, propio de ambientes subtropicales (Zazo, 1999).

La Cordillera Bética en el Holoceno

Los depósitos posteriores a las capturas fluviales de las cuencas intramontañosas, ya claramente holocenos, están representados por diversos niveles encajados de vertientes y terrazas fluviales (Alonso, 1986), que marcan diversos episodios de vaciado de las cuencas. Nuevamente, los episodios fríos holocenos e históricos favorecieron los procesos de aluvionamiento fluvial y la formación de terrazas (Schulte, 2002). Este comportamiento ha dominado hasta nuestros días, sólo interrumpido por algunas pulsaciones tectónicas muy recientes, representadas por basculamientos locales (a veces relacionados con fenómenos diapíricos) y por una fracturación distensiva que generó escarpes de falla.

Paralelamente, las altiplanicies y las vertientes circundantes desarrollaron una intensa actividad periglacial, con desarrollo de diversas formas, tanto contemporáneas al glaciario como posteriores a la retirada de los hielos. En Sierra Nevada, el último periodo frío que afectó a sus cumbres es histórico y coincide con la Pequeña Edad del Hielo, registrado en la sierra en los niveles bioedáficos de las turberas de altitud. Hoy día, todavía se reconoce una importante morfogénesis periglacial en los sectores culminantes de Sierra Nevada (Gómez Ortiz *et alii*, 1998).

En lo que se refiere a la red hidrográfica de la Cordillera Bética, tal y como hoy la conocemos, su diseño es muy reciente, fruto de los ya citados fenómenos de captura. La red actual se encuentra muy condicionada por la estructura, y tanto los movimientos de masas en vertientes como el trazado de muchos canales fluviales se encuentran fuertemente controlados por las principales directrices neotectónicas de la cadena en el interior de las antiguas cuencas neógenas (Heddi *et alii*, 1999), así como en las zonas de sierras (Goy *et alii*, 1995).

En este sentido, cabe diferenciar los tributarios del Guadalquivir, que vierten sus aguas al Atlántico, y los que se dirigen al Mediterráneo. Estos últimos presentan una gran pendiente y un marcado carácter torrencial, con fuertes estiajes y espectaculares avenidas, ligadas frecuentemente a fenómenos de "gota fría". Sus elevadas tasas de erosión han favorecido una morfogénesis de encajamiento y retroceso rápido de cabeceras flu-

viales, con profundos cañones y vaciado de pequeñas cubetas endorreicas, a veces de origen kárstico.

Las zonas costeras de la Cordillera Bética y de la Depresión del Guadalquivir constituyen áreas de interés para la reconstrucción de los cambios eustáticos y ambientales ocurridos durante el Holoceno. Desde el máximo eustático flandriense, hace unos 6.500 años, hasta la actualidad, el nivel del mar ha ido descendiendo lentamente y la costa ha progradado hasta alcanzar la posición actual. Las diversas fases de progradación holocenas e históricas quedan registradas en forma de complejos sedimentarios litorales de muy diverso origen (depósitos dunares y eolianitas, sistemas de cordones asociados a flechas, rellenos de estuarios, etc.). Los registros más completos aparecen en las proximidades de las principales fuentes de sedimento, especialmente en torno a las desembocaduras fluviales de la vertiente atlántica (Fig. 8): Guadiana, Piedras, Odiel, Guadalquivir y Guadalete (Dabrio *et alii*, 1999).

Por último, en épocas históricas la actividad antrópica ha interferido de manera creciente con los procesos morfogenéticos, desencadenando diversos episodios erosivos y acumulativos, de alcance areal generalmente modesto, pero de intensidad a veces muy notable. Así, la deforestación de numerosas cuencas fluviales, llevada a cabo repetidamente desde la Época Romana hasta nuestros días, ha provocado una aceleración de los procesos de erosión hídrica y pérdida de suelos, que en los ambientes costeros se han traducido en fases históricas de rápida progradación de flechas y deltas (Hoffmann y Schultz, 1987). Sin embargo, durante el siglo XX, la proliferación de embalses en las cuencas fluviales ha supuesto una modificación de los perfiles longitudinales de algunos ríos, así como la retención de sedimentos fluviales, que en las costas se manifiestan mediante balances sedimentarios negativos. Estas actuaciones, unidas a las intensas transformaciones urbanísticas sufridas por la costa bética mediterránea, han desencadenado importantes episodios de erosión costera, que continúa en la actualidad.

Bibliografía

- ALBERDI, M.T.; BONADONNA, F.P.; HOYOS, M. AND LEONE, G. (1988): "Biostratigraphy and geodynamic evolution of the Guadix-Baza area". // *Congreso Geológico de España*, 1: 249-252. Granada.
- ALONSO, M.A. (1986): "Situación estratigráfica de los yacimientos de vertebrados del borde oeste de la Depresión de Guadix-Baza (zona de Huélagos y Fonelas)". *Geogaceta*, 1: 7-9.
- ANDRIEUX, J.; FONTBOTÉ, J.M. ET MATTAUER, M. (1971): "Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar". *Earth and Planetary Science Letters*, 12: 191-198.
- ARRIBAS, A. & PALMOVIST, P. (1999): "On the ecological connection between sabre-tooths and hominids: Faunal dispersal events in the lower Pleistocene and a review of the evidence for the first human arrival in Europe". *Journal of Archaeological Science*, 26: 571-585.
- AZANÓN, J.M.; GALINDO-ZALDIVAR, J.; GARCÍA-DUEÑAS, V. AND JABALOY, A. (2002): "Alpine tectonics, II: Betic Cordillera and Balearic Islands". En W. GIBBONS AND T. MORENO (Eds.): *The Geology of Spain*. The Geological Society: 401-416, Londres.
- BAENA, R. (1993): *Evolución cuaternaria (3 M.a.) de la Depresión del Medio – Bajo Guadalquivir y sus márgenes (Córdoba y Sevilla)*. *Geomorfología*,

- aluvionamientos, formaciones superficiales y secuencia paleolítica*. Tesis Doctoral, Universidad de Sevilla, 589 pp.
- Y DÍAZ DEL OLMO, F. (1994): "Heterogeneidad de los piedemontes alpinos de los macizos subbéticos y depósitos asociados (Sevilla, Córdoba, Jaén)". En J. ARNÁEZ, J.M. GARCÍA RUIZ Y A. GÓMEZ VILLAR (Eds.): *Geomorfología en España*: 291-303. Sociedad Española de Geomorfología y Univ. de La Rioja, Logroño.
- BARDAJÍ, T.; GOY, J.L.; MÖRNER, N.A.; ZAZO, C.; SILVA, P.G.; SOMOZA, L.; DABRIO, C.J. AND BAENA, J. (1995): "Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)". *Geodinamica Acta*, 8(2): 112-126.
- BELLON, H.; BORDET, P. ET MONTENAT, C. (1983): "Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères Bétiques (Espagne méridionale)". *Bull. Soc. Géol. France*, 7 (XXV-2): 205-217.
- BOCCALETTI, M.; GELATI, R.; LÓPEZ, A.C.; PAPANI, G.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J. AND SANZ DE GALDEANO, C. (1987): "Neogene-Quaternary sedimentary-tectonic evolution of the Betic Cordillera". In M. BOCCALETTI AND G. PAPANI (Eds.): *Brittle deformation analysis in Neotectonics*. Estratto de Acta-Naturalia de L'Ateneo Parmense, Washington State University, 24-4: 179-200.
- BRAGA, J.C. AND MARTIN, J.M. (1996): "Geometries of reef advance in response to relative sea-level changes in a Messinian (uppermost Miocene) fringing reef (Cariatiz reef, Sorbas Basin, SE Spain)". *Sedimentary Geology*, 107: 61-81.
- CALVACHE, M.L. AND VISERAS, C. (1997): "Long-term control mechanisms of stream piracy processes in Southeast Spain". *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 93-105.
- ; – AND FERNÁNDEZ, J. (1997): "Controls on fan development – evidence from fan morphology and sedimentology; Sierra Nevada, SE Spain". *Geomorphology*, 21: 69-84.
- CALVO, J.P.; DAAMS, R.; MORALES, J. *et alii* (1993): "Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6 (3-4): 29-40.
- DABRIO, C.J.; ZAZO, C.; LARIO, J.; GOY, J.L.; SIERRA, F.J.; BORJA, F.; GONZÁLEZ, J.A. Y FLORES, J.A. (1999): "Sequence stratigraphy of Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cadiz (southern Spain)". *Geologie en Mijnbouw*, 77: 263-281.
- DELANNOY, J.J. (1998): "Contribución al conocimiento de los macizos kársticos de las serranías de Grazalema y de Ronda". En J.J. DURÁN Y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.): *Karst en Andalucía*: 93-129. Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid.
- DÍAZ DEL OLMO, F.; VALLESPI, E.; BAENA, R. Y RECIO, J.M. (1989): "Terrazas pleistocenas del Guadalquivir occidental: geomorfología, suelos, paleosuelos y secuencia cultural". En F. DÍAZ DEL OLMO Y J. RODRÍGUEZ VIDAL (coords.): *El Cuaternario de Andalucía occidental*, AEQUA Monogr., 1: 33-42.
- DURÁN, J.J. Y LÓPEZ MARTÍNEZ, J. (1999): "Datación e interpretación paleoambiental de una secuencia endokárstica pleistocena del sur de la Península Ibérica". En L. PALLI Y C. ROQUÉ (Eds.): *Avances en el estudio del Cuaternario español*. X Reunión Nacional de Cuaternario, AEQUA y Univ. Girona: 159-164, Girona.
- FERNÁNDEZ, J.; GARCÍA AGUILAR, J.M. Y VERA, J.A. (1986): "Evolución de facies de abanico aluvial-fluvial-lacustre en el Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza". *Acta Geológica Hispánica*, 21-22: 83-90.
- FLORES, E. (1994): *Tectónica reciente en el margen ibérico suroccidental*. Tesis Doctoral, Universidad de Huelva, 458 pp.
- FLORSCHÜTZ, F.; MENÉNDEZ AMOR, J. Y WJUMSTRA, T.A. (1971): "Palynology of a thick Quaternary succession in Southern Spain". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 10: 233-264.
- GARCÍA-AGUILAR, J.M. (1992): "La Depresión de Guadix (Granada): un modelo de evolución tectosedimentaria entre el Tortoniano y el Pleistoceno". *III Congreso Geológico de España*, Soc. Geol. España, I: 132, 136. Salamanca.
- Y MARTIN, J.M. (2000): "Late Neogene to Recent continental history and evolution of the Guadix-Baza basin (SE Spain)". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 65-77.
- GÓMEZ ORTIZ, A. (1999): "Morfología glacial de Sierra Nevada". En J.J. DURÁN Y R. NUCHE (eds.): *Patrimonio Geológico de Andalucía*. Enresa: 192-199. Llanera (Asturias).
- ; SÁNCHEZ, S.; SIMÓN, M.; SALVADOR, F. Y ESTEBAN, A. (1992): "Síntesis de la morfología glacial y periglacial de Sierra Nevada". En F. LÓPEZ BERMÚDEZ, C. CONESA Y M.A. ROMERO (Eds.): *Estudios de Geomorfología en España*, Soc. Esp. Geomorfología, I: 379-392. Murcia.
- ; SALVADOR, F.; SÁNCHEZ, S. Y SIMÓN, M. (1998): "Morfología de cumbres en Sierra Nevada. Una aproximación a la dinámica glacial y periglacial". En A. GÓMEZ ORTIZ, S. FRANCH, L. SCHULTE Y A. GARCÍA (Eds.): *Itinerarios geomorfológicos por Andalucía Occidental*. V Reunión Nacional de Geomorfología: 37-63. Serv. Publ. Univ. de Barcelona. Barcelona.
- GONZÁLEZ HERNÁNDEZ, F.M.; GOY, J.L. Y ZAZO, C. (1997): "Evolución geomorfológica de la Cuenca de Caravaca (Murcia): El resultado de un cambio en la red de drenaje durante el Pleistoceno medio". *Geogaceta*, 21: 121-124.
- GOY, J.L.; ZAZO, C. Y BAENA, J. (1989a): "Área Bética y Levante". En A. PÉREZ-GONZÁLEZ, P. CABRA Y A. MARTÍN-SERRANO (coords.): *Mapa del Cuaternario de España*. Instituto Tecnológico y GeoMinero de España: 209-221, Madrid.
- ; –; DABRIO, C.J.; HOYOS, M. Y CIVIS, J. (1989b): "Geomorfología y evolución dinámica del sector suroccidental de la Cuenca de Guadix-Baza (área Baza-Caniles)". En M.T. ALBERDI Y F.P. BONADONNA (Eds.): *Geología y paleontología de la Cuenca de Guadix-Baza*, Trabajos sobre Neógeno/Cuaternario, C.S.I.C., 11: 97-111. Madrid.
- ; – Y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1994): "Cordilleras Béticas-Islands Baleares". En M. GUTIERREZ (coord.): *Geomorfología de España*: 123-157. Ed. Rueda. Barcelona.
- ; –; SILVA, P.G.; LARIO, J.; BARDAJÍ, T. Y SOMOZA, L. (1995): "Evaluación geomorfológica del comportamiento neotectónico del Estrecho de Gibraltar (zona norte) durante el Cuaternario". *IV Coloquio Internacional sobre el Enlace Fijo del Estrecho de Gibraltar*: 111-122. Sevilla.
- GRACIA, F.J.; RODRÍGUEZ-VIDAL, J.; BENAVENTE, J.; CÁCERES, L. Y LÓPEZ-AGUAYO, F. (1999): "Tectónica cuaternaria en la Bahía de Cádiz". En L. PALLI Y C. ROQUÉ (Eds.): *Avances en el estudio del Cuaternario español*. Univ. de Girona: X Reunión Nacional de Cuaternario: 67-74. AEQUA y Univ. Girona. Girona.
- ; BENAVENTE, J. Y ANFUSO, G. (2000): "Implicaciones endokársticas de la evolución geomorfológica de los poljes de Zurraque y Burfo (Sierra de Líbar, Málaga)". En A. SANTIAGO, A. MARTÍNEZ Y J. MAYORAL (Eds.): *I Congreso Andaluz de Espeleología*: 341-351. Exmo. Ayto. de Ronda, Federación Andaluza de Espeleología. Ronda.
- GRUPE DE RECHERCHE NÉOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR (1977): "L'histoire tectonique récente (Tortonien a Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran". *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XIX (3): 576-614.
- GÜNSTER, N. Y SKOWRONEK, A. (1998): "La posición geomorfológica y climagénica de los paleosuelos fósiles en la Depresión de Granada". En A. GÓMEZ ORTIZ Y F. SALVADOR (Eds.): *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*: 367-374. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Barcelona. Barcelona.
- HARVEY, A.M.; SILVA, P.G.; MATHER, A.E.; GOY, J.L.; STOKES, M. AND ZAZO, C. (1999): "The impact of Quaternary sea-level and climatic change on coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain". *Geomorphology*, 28: 1-22.
- AND WELLS, S.G. (1987): "Response of Quaternary fluvial systems to differential epeirogenic uplift: Aguas and Feos river systems, southeast Spain". *Geology*, 15: 689-693.
- HEDDI, M.; EASTAFF, D.J. AND PETCH, J. (1999): "Relationships between tectonic and geomorphological linear features in the Guadix-Baza Basin, southern Spain". *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 931-942.
- HOFFMANN, G. AND SCHULTZ, H.D. (1987): "Coastline shifts and Holocene stratigraphy on the Mediterranean coast of Andalucía (SE-Spain)". In C. ZAZO (Ed.): *Late Quaternary sea-level changes in Spain*. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario, 10: 153-158.
- LHÉNAFF, R. (1977): *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques Centro-Occidentales (Espagne)*. Th. D'Etat, Univ. Paris, 713 pp.
- (1998): "Los poljes de Andalucía". En J.J. DURÁN Y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.): *Karst en Andalucía*. Instituto Tecnológico y Geominero de España: 55-58, Madrid.
- LÓPEZ CASADO, C.; ESTÉVEZ, A.; PINA, J.A. Y SANZ DE GALDEANO, C. (1987): "Alineaciones sismotectónicas en el Sudeste de España. Ensayo de delimitación de fuentes sísmicas". *Mediterránea, Ser. Geol.* 6: 5-38. Alicante.

- LÓPEZ-RUIZ, J.; CEBRÍA, J.M. AND DOBLAS, M. (2002): "Cenozoic volcanism, I: the Iberian peninsula". In W. GIBBONS & T. MORENO (Eds.): *The Geology of Spain*. The Geological Society: 417-438. Londres.
- MARTINEZ DIAZ, J.J. (2000): "Actividad tectónica en el Sureste de Almería y su incidencia en la morfotectónica de la zona (Cordilleras Béticas)". *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13 (3-4): 417-429.
- MATHER, A.E. (2000): "Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: an example from the Sorbas Basin SE Spain". *Geomorphology*, 34: 271-289.
- MAYORAL, E.J. Y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1994): "Aspectos morfosedimentarios de la transgresión pliocena en Almayate (Málaga)". *Geogaceta*, 16: 110-113.
- MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. AND MASSE, P. (1987): "Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving a crustal transcurrent shear zone (SE Spain)". *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 11: 1-22.
- NESTARES, T. Y TORRES, T. (1998): "Un nuevo sondeo de investigación paleoambiental del Pleistoceno y Holoceno en la turbera del Padul (Granada, Andalucía)". *Geogaceta*, 23: 99-102.
- ORTIZ, J.E.; TORRES, T.; LLAMAS, J.F.; CANOIRA, L.; GARCÍA-ALONSO, P.; GARCÍA DE LA MORENA, M.A. Y LUCINI, M. (2000): "Datación de yacimientos paleontológicos de la cuenca de Guadix-Baza (sector de Cúllar-Baza, Granada, España) y primera estimación de la edad de la apertura de la cuenca mediante el método de racemización de aminoácidos". *Geogaceta*, 28: 109-112.
- OTT D'ESTEVOU, P. AND MONTENAT, C. (1985): "Evolution structural de la zone betique orientale (Espagne) du Tortonien a L'Holocene". *Comptes Rendues Acad. Sci. Paris*, II, 300 (8): 363-368.
- PHILIP, H. ET BOUSQUET, J. (1975): "Resultat de l'etude microtectonique sur la compression quaternaire dans les Cordilleres Betiques orientales (Espagne)". *3ª Reun. Sci. de la Terre*, Montpellier.
- PLAYA, E.; ORTÍ, F. AND ROSELL, L. (2000): "Marine to non-marine sedimentation in the upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: sedimentological and geochemical evidence". *Sedimentary Geology*, 133: 135-166.
- RAMOS, J. (1998): "La ocupación prehistórica de los medios kársticos de montaña en Andalucía". En J.J. DURÁN Y J. LÓPEZ MARTÍNEZ (Eds.): *Karst en Andalucía*. Instituto Tecnológico y Geominero de España: 63-84. Madrid.
- RIDING, R.; BRAGA, J.C. Y MARTIN, J.M. (1999): "Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the "Salinity Crisis" erosion surface on-land in Southeast Spain". *Sedimentary Geology*, 123: 1-7.
- RODRIGUEZ FERNÁNDEZ, J. (1982): *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada.
- RODRIGUEZ VIDAL, J. (1992): "Aproximación al paleorrelieve Tortonense del margen ibérico meridional (depresión occidental del Guadalquivir)". *Geogaceta*, 11: 85-86.
- ; ÁLVAREZ, G.; CÁCERES, L.M.; MARTÍNEZ AGUIRRE, A. Y ALCARAZ, J.M. (1999): "Morfogénesis y fases de karstificación cuaternarias en la Sierra del Endrinal (Grazalema, Cádiz)". *Cuaternario y Geomorfología*, 13 (1-2): 7-17.
- ; CÁCERES, L.M.; FINLAYSON, J.C.; GRACIA, F.J. AND MARTÍNEZ AGUIRRE, A. (2003, e.p.): "Neotectonics and shoreline history of the Rock of Gibraltar, southern Iberia". *Quaternary Science Reviews*.
- ; GRACIA, F.J. Y CÁCERES, L. (1998): "Geomorfología estructural y neotectónica de la Sierra de Gádor oriental (Cordillera Béticas, Almería)". En A. GÓMEZ ORTIZ Y F. SALVADOR (Eds.): *Investigaciones recientes de la Geomorfología española: 97-106*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Barcelona, Barcelona.
- RUIZ-BUSTOS, A.; FERNÁNDEZ, J.; MORALES, J.; RODRIGUEZ FERNÁNDEZ, J. Y VERA, J.A. (1990): "Biostratigrafía de los materiales plio-cuaternarios del borde Norte de la Depresión de Granada". *Estudios Geológicos*, 46: 277-290.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1983): "La neotectónica de las Cordilleras Béticas". En: *Libro Jubilar J.M. Rios: Geología de España*, II: 469-485, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- (1990): "Geologic evolution of the Betic Cordillera in the western Mediterranean, Miocene to present". *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- ; EL HAMDOUNI, R. Y CHACÓN, J. (1998): "Neotectónica de la Fosa del Padul y del Valle de Lecrín". En A. GÓMEZ ORTIZ, S. FRANCH, L. SCHULTE Y A. GARCÍA (Eds.): *Itinerarios geomorfológicos por Andalucía Occidental. V Reunión Nacional de Geomorfología: 65-81*, Serv. Publ. Univ. de Barcelona, Barcelona.
- SCHULTE, L. (2002): *Evolución cuaternaria de la Depresión de Vera y de Sorbas oriental (SE-Península Ibérica)*. Servei de Gestió i Evolució del Paisatge, Universitat de Barcelona: 251 pp., Barcelona.
- SILVA, P.G.; GOY, J.L.; SOMOZA, L.; ZAZO, C. AND BARDAJÍ, T. (1993): "Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain". *Tectonophysics*, 224: 289-303.
- SIMÓN, M.; ALFARO, P.; GONZÁLEZ, M.; LÓPEZ, J.A. Y GONZÁLEZ, J. (1993): "Suelos rojos como representantes de la edafogénesis de finales del Mioceno al Pleistoceno". En: *El Cuaternario en España y Portugal*, Actas II Reunión sobre Cuaternario Ibérico, I.T.G.E. y A.E.Q.U.A., II: 623 - 632, Madrid.
- SORIA, F.J. (1993): "Un episodio expansivo terminal en el relleno de la Cuenca de Baza durante el Pleistoceno medio-superior (prov. de Granada)". En: *El Cuaternario en España y Portugal*, Actas II Reunión sobre Cuaternario Ibérico, I.T.G.E. y A.E.Q.U.A., I: 175-180. Madrid.
- VEGAS, R. (1991): "Present-day geodynamics of the Ibero-Maghrebian region". In A. UDÍAS Y R. MEZCUA (Eds.): *Seismicity, seismotectonics and seismic risk of the Ibero-maghrebian region*, Monogr. 8: 193-203. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.
- VIGUIER, C. (1974): *Le Néogène de l'Andalousie nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du "Bassin du Bas-Guadalquivir"*. Th. D'Etat, Univ. Bordeaux, 450 pp.
- ZAZO, C. (1999): "Interglacial sea levels". *Quaternary International*, 55: 101-113.