

Evolución sedimentaria en el borde norte de la Depresión de Granada a partir del Turolense terminal

J. FERNÁNDEZ⁽¹⁾ y J. SORIA⁽²⁾

(1) Dpto. de Estratigrafía y Paleontología. Univ. de Granada.

(2) INGEMISA. Granada.

RESUMEN

El relleno de la Depresión de Granada se inicia en el Serravaliense-Tortonense. Su continentalización tiene lugar hacia finales del Tortonense; y a partir del Turolense terminal la sedimentación se produce en la mitad norte. Dicha sedimentación estuvo gobernada por la tectónica de los bordes y la existencia de focos subsidentes (ocupados por lagos) alineados según el accidente Cádiz-Alicante. En este contexto, durante el Turolense terminal-Pleistoceno, se desarrollaron formaciones aluviales que hacia el centro de la cuenca cambian a unidades lacustres. Las características de estas formaciones difieren por su litología, tipo y organización de facies y localización. Así mientras en los bordes norte, noreste y sureste se desarrollan orlas de abanicos aluviales, los depósitos de ríos *braided* están ampliamente distribuidos al sur de las zonas lacustres, en relación con el drenaje de las sierras del sur.

Palabras clave: Fluvial. Depresión de Granada. Cordilleras Béticas.

ABSTRACT

The infilling of the Granada basin began in the Serravalian-Tortonian. Its continentalization occurred to the end of the Tortonian times, and since the late Turolian, sedimentation was concentrated on the northern part of the basin. This sedimentation was governed by tectonic activity in the borders, and by the existence of subsiding areas (lacustrine zones) aligned according to the Cadiz-Alicante accident. Within this context, during late Turolian-Pleistocene, important alluvial formations which pass to the lacustrine units to the centre of the basin were developed. The characteristic of these formations are different according to their lithology, facies type organization, and location. So, while in the north, northeastern and southeastern borders of the basin, a rim of alluvial fans developed, braided river deposits are represented largely to the south of the lacustrine zones, in relation with the drainage of the southern mountains.

Key words: Fluvial. Granada Basin. Betic Ranges

INTRODUCCIÓN

La Depresión de Granada es una cuenca intramontañosa situada entre las Zonas Internas y Externas de las Cordilleras Béticas y rellena por materiales neógenos y cuaternarios (fig. 1). El citado relleno comenzó en el Serravaliense-Tortonense y a partir de entonces los depocentros se han ido desplazando progresivamente hacia el Norte, de manera que a partir del Turolense terminal la sedimentación ocurre sobre todo en la mitad norte de la depresión.

Los materiales del Turolense terminal-Pleistoceno constituyen una unidad tectosedimentaria (U.T.S. en el sentido de Megías, 1982) en la que se incluyen varias unidades o formaciones no definidas formalmente (González-Donoso, 1967 y Vera, 1969), que se distinguen por su litología, actividad tectónica relativa en los bordes de la cuenca con los que se relacionan y la propia situación en la cuenca.

En este trabajo se pretende mostrar las principales formaciones aluviales y lacustres de edad Turolense terminal-Pleistoceno presentes en la mitad norte de la depresión, sus características sedimentarias, interpretación y relaciones mutuas.

ESTRATIGRAFÍA

Hacia finales del Tortonense tiene lugar la continentalización y la progresiva aproximación a la fisiografía actual de la Depresión de Granada (fig. 2).

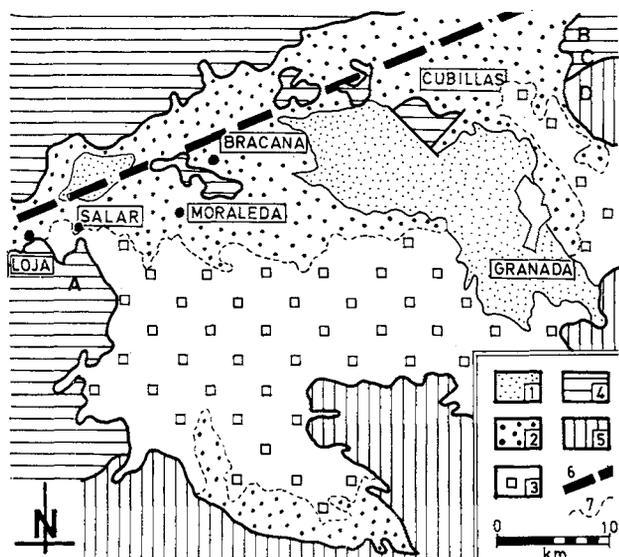


Figura 1. - Esquema de localización geológica de la Depresión de Granada. 1) Cuaternario reciente (Vega de Granada). 2) Materiales de edad Turolense terminal-Pleistoceno. 3) Materiales de edad infra-Turolense terminal. 4) Sustrato: Zonas Externas. 5) Sustrato: Zonas Internas de las Cordilleras Béticas. 6) Accidente Cádiz-Alicante. 7) Ruptura Turolense terminal. A. Sierra Gorda. B. Sierra Arana. C. Sierra de Cogollos. D. Sierra de Alfacar.

Figure 1. - Geological location map of the Granada basin. 1) Recent Quaternary (Vega de Granada). 2) Late Turolian-Pleistocene age materials: External Zones. 3) Materials older than late turolian age. 4) Substratum: External Zones. 5) Substratum: Internal Zones of the Betic Cordillera. 6) Cádiz-Alicante accident. 7) Late Turolian discontinuities. A. Sierra Gorda. B. Sierra Arana. C. Sierra de Cogollos. D. Sierra de Alfacar.

Las primeras fases del relleno continental (Turolense Medio-Superior) estuvieron caracterizadas por el desarrollo de grandes abanicos aluviales (Formación Pinos Genil) y áreas lacustres centrales en las que tuvo lugar tanto sedimentación detrítica como evaporítica (yesos y carbonatos; II a en fig. 2).

A partir de entonces se produce un importante cambio paleogeográfico, probablemente, relacionado con la actuación del Accidente Cádiz-Alicante, (zona de falla de desgarre dextrorsa, Sanz de Galdeano, 1983) que provocó una nueva y más compleja distribución de áreas de sedimentación lacustres y aluviales. Esta nueva situación en la dinámica de la depresión viene marcada por una ruptura sedimentaria de edad próxima al Turolense terminal (R.T.T., fig. 2), dado el hallazgo de restos de *Hipparion gromovae granatense* (Estévez *et al.*, 1982) inmediatamente encima de la citada ruptura).

En este contexto se desarrollan unidades de conglomerados de distinta importancia y litología, relacionados con el drenaje de los relieves circundantes y otras constituidas por material fino generadas en las zonas lacustres localizadas en los puntos de mayor subsidencia. Estas áreas subsidentes se alinean cerca del borde norte de la depresión en franca coincidencia con el trazado del Accidente Cádiz-Alicante. Desde el punto de vista de sus litofacies se pueden diferenciar los siguientes conjuntos:

1) Conglomerados de cantos metamórficos Nevado-Filábrides con intercalaciones de materiales lutíticos edafizados. Constituyen lo que informalmente se denomina «Formación Alhambra», presente sobre todo en el borde SE de la Depresión, en relación con el drenaje de Sierra Nevada.

2) Conglomerados de cantos metamórficos Alpujarrides relacionados con el drenaje de las Sierras de la Pera, Almijara y Tejada. Constituyen lo que se conoce como «Conglomerados de Moraleda», por estar muy bien representados en la localidad del mismo nombre.

3) Conglomerados con cantos de calizas, dolomías y calizas con sílex, procedentes de las Sierras de Alfacar, Cogollos y Arana. Están bien representadas en todo el borde NE de la Depresión.

4) Conglomerados de cantos calizos relacionados con el borde norte de la depresión.

5) Conglomerados de cantos carbonatados relacionados con el drenaje de Sierra Gorda.

6) Limos, margas y margocalizas depositadas en zonas lacustres (Salar, Bracana y Cubillas).

ANÁLISIS DE FACIES

Trataremos brevemente, desde un punto de vista sedimentológico, los conjuntos litológicos (sistemas posicionales) citados en el apartado anterior. Los agruparemos en relación con la naturaleza de los cantos.

FACIES DE CONGLOMERADOS DE CANTOS CARBONATADOS

Incluimos en este apartado los depósitos de conglomerados localizados en el borde noroeste, norte y norreste de la depresión.

Los sistemas de drenaje de las sierras del borde NE de la Depresión (Alfacar y Cogollos-Arana) generaron sistemas de abanicos aluviales de dimensiones, en ge-

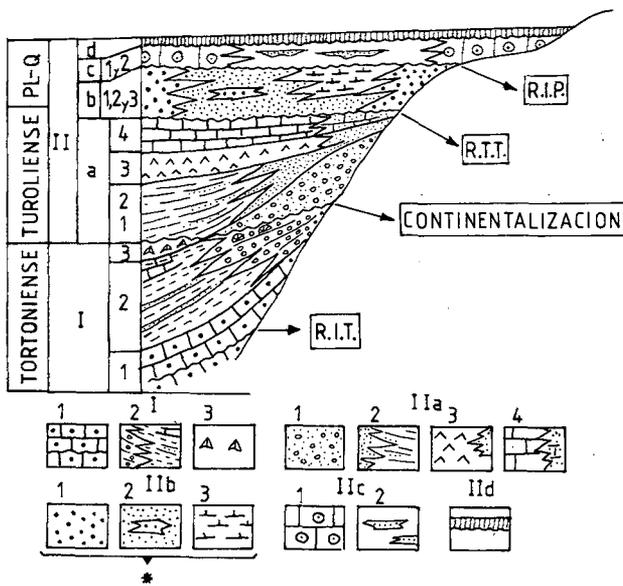


Figura 2. - Esquema simplificado del relleno de la Depresión de Granada. I) *Materiales marinos*: 1) Depósitos de plataforma. Calcarenitas bioclásticas. 2) Abanicos deltaicos con parches arrecifales que conectan con depósitos margosos. Hacia el techo del tramo calizas bioclásticas de Lithotamnium. 3) Margas con evaporitas (yeso selenítico).

II) *Materiales continentales*. a) Turoliense Medio-Superior: 1) Abanicos aluviales (Fm. Pinos Genil). 2) Depósitos fluviales que conectan con materiales lacustres (limos de Cenes-Jun, turbiditas lacustres de la Malá y lutitas de Cacín). 3) Ritmita evaporítico-lutítico lacustre. Hacia los bordes cambia a facies arenosas. 4) Calizas lacustres. Hacia los bordes facies detríticas.

b) Turoliense terminal-límite Pleistoceno Medio-Superior: 1) Abanicos aluviales (Fm. Alhambra y otros cuerpos conglomeráticos). 2) Depósitos fluviales correspondientes al paleo-Genil y paleo-Cacín. 3) Facies lacustres de Salar, Bracana y Cubillas. c) Pleistoceno superior: 1) Depósitos lacustres y palustres. Calizas de Nívar. 2) Unidad conglomerática superior expansiva. d) Holoceno: Materiales recientes de las vegas de Granada y Huétor Tájar. Glacis.

R.I.T. Ruptura intra-tortonienense. R.T.T. Ruptura Turoliense terminal. R.I.P. Ruptura intra-Pleistocena.

* Intervalo estudiado.

Figure 2. - Simplified sketch of the infilling of the Granada basin. I) *Marine materials*: 1) Shelf deposits. Bioclastic calcarenites. 2) Fan deltas with patch reefs connecting with marly deposits. To the top of the member, Lithotamnium bioclastic limestones. 3) Marls with evaporites (selenitic gypsum).

II) *Continental materials*. a) Middle-Upper Turolian: 1) Alluvial fans (Pinos Genil formation) 2) Fluvial deposits connecting with lacustrine materials (Cenes-Jun silts and la Malá turbidites and Cacín Lutites). 3) Lacustrine evaporitic-lutitic rhythmite. Sandy facies towards the borders. 4) Lacustrine limestones. Detrital facies towards the borders.

b) Late Turolian Middle-Upper Pleistocene limit: 1) Alluvial fans (Alhambra formation and others conglomerates bodies). 2) Deposits of the paleo-Genil and paleo-Cacín rivers. 3) Lacustrine facies of the Salar, Bracana and Cubillas.

c) Upper Pleistocene: Lacustrine and swamp deposits. Nívar limestone. 2) Expansive Upper conglomeratic unit.

d) Holocene: Recent alluvium of the Genil river (Vegas de Granada and Huétor Tájar). Glacis.

R.I.T. Intra-Tortonian discontinuity. R.T.T. Upper Turolian discontinuity. R.T.P. Intra-Pleistocene discontinuity. * Studied interval.

neral, más reducidas que los desarrollados en el borde de Sierra Nevada. La naturaleza de los cantos refleja en cada caso su procedencia: calizo-dolomítica (Sierra de Alfacar) o calizas, dolomías, areniscas rojas y calizas con sílex (Sierras de Cogollos-Arana).

El modelo deposicional (fig. 3) es similar a otros descritos en la literatura para abanicos húmedos (McGowen y Groat, 1975) en los que se diferencia un abanico interno con depósitos de *debris flow*, un abanico medio surcado por canales y un abanico externo en el que dominan los sedimentos finos tamaño arena y los procesos edáficos.

Abanico interno. En esta parte del abanico son dominantes los depósitos de *debris flow*, los cuales se organizan en secuencias granocrecientes con base plana y estratificación horizontal incipiente hacia la base o en secuencias granodecresientes con base canalizada. Se observan canales con varios metros de anchura con *levees* bien desarrollados en los que se reconocen microsecuencias *fining-upward* (F.U.) que reflejan las fluctuaciones en la descarga.

Estas secuencias elementales con un espesor entre 1-3 m, se ordenan en megasecuencias *thinning-fining upward* (T.F.U.) de escala decamétrica, integradas por secuencias granocrecientes con base plana hacia el muro y secuencias granodecresientes con base canalizada hacia el techo. Esta disposición secuencial refleja, con toda probabilidad, una disminución de la viscosidad y de la energía del flujo en sentido ascendente. Su génesis podría estar en relación con movimientos verticales en la cuenca, o con la migración lateral del área de depósito en la superficie del abanico a través del tiempo, y el carácter de la misma refleja (Steel, 1977) la tendencia retrogradante de estos abanicos.

Abanico medio. Es la parte canalizada del abanico, en la cual encontramos secuencias positivas (2-3 m de espesor), propias del relleno de canales *braided*, integradas por las siguientes facies: lag de conglomerados desorganizados (facies Gms), seguido por la asociación Gm/Sh y localmente Gp, propia de desarrollo localizado de barras, y facies finas de arenas y limos con estructuras tractivas y signos de edafización hacia el techo.

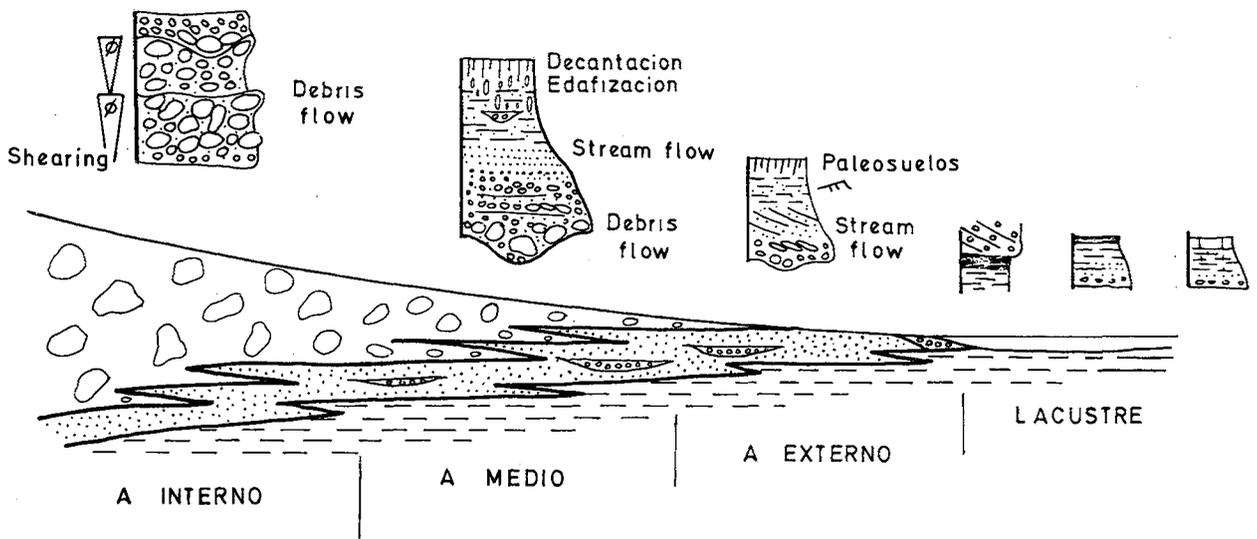


Figura 3. - Evolución lateral de facies y secuencias en los depósitos de abanicos aluviales procedentes de la Sierra de Cogollos, y su conexión distal con las facies lacustres de Cubillas. En el abanico interno dominan los depósitos de *debris flow*. En las partes medias distales están bien representadas las secuencias positivas de relleno de canal. En el medio lacustre se forman secuencias positivas; y algunas veces negativas debido a la progradación de pequeños lóbulos en las terminaciones de los canales de los abanicos.

Figure 3. - Lateral evolution of facies and sequences in alluvial fan deposits coming from the Sierra de Cogollos, and their transition to the lacustrine facies of the Cubillas. Debris flow deposits are very abundant in the inner alluvial fan. The fining upward sequences of channel infilling are very well represented in the middle and outer alluvial fan. Fining upward sequences are also frequent in lacustrine environment; coarsening upward sequences, related to the progradation of small lobes in the lower ending of the alluvial fan channels, are sometimes formed.

Abanico externo. Los materiales son más finos y las secuencias encontradas de menor espesor (del orden de 1 m). Dichas secuencias incluyen conglomerados finos en la base, y arenas y limos edafizados hacia el techo, y su base es plana o canalizada según esté en relación con flujos laminares y con el relleno de las terminaciones de los canales (o canales generados en esta parte del abanico) respectivamente.

En sus partes distales estos abanicos conectan con las partes distales de otros abanicos, o con materiales lacustres (lago del Cubillas).

Al mismo tiempo o quizás algo más recientes que las unidades de conglomerados que acabamos de describir, el borde norte era asiento de abanicos de dimensiones reducidas que conectaban distamente con las unidades lacustres de Cubillas, Braçana y Salar. Por último, los sistemas de drenaje de Sierra Gorda contribuían al relleno de la depresión con la construcción de pequeños abanicos deltáicos en conexión con la unidad lacustre de Salar.

FACIES DE CONGLOMERADOS DE CANTOS METAMORFICOS

Se trata de unidades de conglomerados relativamente potentes y ampliamente distribuidos, relacionados con el drenaje de las sierras que jalonan la depresión en su borde sur.

Facies de conglomerados de cantos metamórficos Nevado-Filábrides (Fm Alhambra)

Se incluyen en este apartado grandes cuñas de materiales metamórficos (esquistos, micasquistos, cuarcitas, anfíbolitas, etc.) de procedencia Nevado-Filábride, que se extiende desde el borde SE hacia el centro de la cuenca. Se relacionan con el drenaje de Sierra Nevada, durante el Plio-Cuaternario, a través de los ríos Genil y Darro. Su estudio permite reconocer depósitos de abanico aluvial y otros relacionados con cauces fluviales.

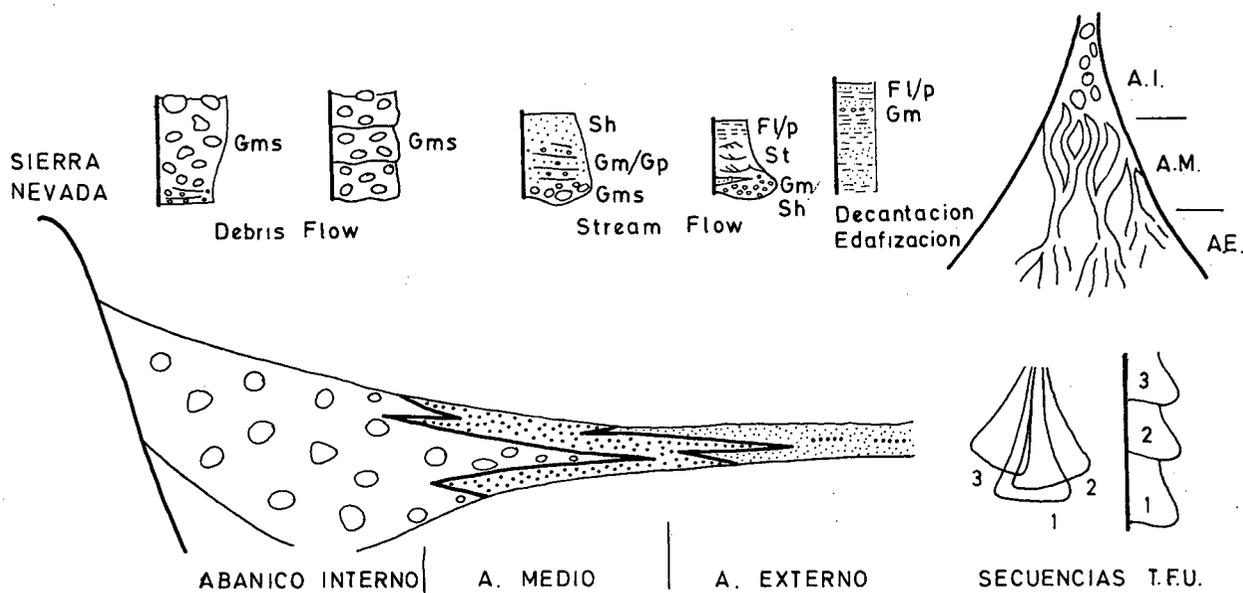


Figura 4. - Evolución lateral de facies y secuencias en los abanicos aluviales procedentes de Sierra Nevada. En sentido proximaldistal disminuye el tamaño de grano y el espesor de las secuencias; y aumenta el grado de organización de las facies y el desarrollo de suelos. Las secuencias elementales del abanico medio aparecen organizadas en megasecuencias T.F.U. de escala decamétrica. Simbología de facies tomada de Miall (1977) y Rust (1978).

Figure 4. - Lateral evolution of facies and sequences in alluvial fan deposits coming from the Sierra Nevada. From proximal to distal parts grain size and thickness of the sequences decrease; at the same time, facies organization and development of paleosols increase. Elementary sequences in the middle fan are organized in thinning fining upward (T.F.U.) megasequences of decametric scale. Facies symbols taken from Miall (1977) and Rust (1978).

Depósitos de abanico aluvial

Están bien representados en las proximidades de Sierra Nevada y se adelgazan rápidamente hacia el Este de Granada, hundiéndose bajo los materiales de la vega (fig. 4)

Abanico interno. Los materiales depositados en él son muy groseros (tamaño de grava de 1 a 5 m) y con altísimo grado de desorganización. Los cantos están muy poco redondeados y envueltos en una matriz limoso-arenosa y con frecuencia microconglomerática. Se han observado secuencias masivas, granodecipientes y granocrecientes, siendo muy frecuentes las secuencias amalgamadas.

Abanico medio. En esta asociación de facies se han reconocido canales de escala decamétrica con *levees*, localmente, bien desarrollados. Las secuencias elementales (positivas) de relleno de canal se organizan en secuencias mayores (megasecuencias) T.F.U. cuya génesis ha sido abordada en un apartado anterior.

Abanico externo. Las facies de esta asociación son más finas y mejor organizadas, constituyen el techo de las megasecuencias. Por otra parte la presencia, en esta parte del abanico, de materiales carbonatados refleja la coalescencia con los abanicos procedentes de la Sierra de Alfacar.

Depósitos fluviales

Están ampliamente representados en la parte N de la Depresión, caracterizando lo que podría denominarse el paleo-Genil. No obstante, las deficientes condiciones de observación, hemos podido reconocer su curso hasta Loja, aunque a partir de Huétor Tájar la distinción entre éste y el ancestral Cacín (paleo-Cacín) es altamente difícil. Se trataba de un río *braided* cuyos depósitos de canal están representados por facies Gm/Sh de tamaño relativamente fino y facies arenosas (St, Sr) y limosas.

La llanura de inundación, en las fases de baja descarga, debía quedar encharcada por lo que en ella pre-

dominan las facies finas de tonos claros constituidas por limos, margas y algunos niveles calcáreos.

Facies de conglomerados de cantos metamórficos alpujárrides (Conglomerados de Moraleda)

Dado que los conglomerados de Moraleda han sido abordados, desde su punto de vista sedimentológico, en trabajos previos (Fernández y Dabrio, 1983 a y b) y Dabrio y Fernández, 1983 y 1986), los trataremos aquí de forma resumida.

Los depósitos aluviales de Moraleda rellenan localmente un paleovalle delimitado por las calizas lacustres pontienses y los relieves triásicos situados al norte de Moraleda. En este valle aluvial se depositaban facies de llanura de inundación y de canal fluvial. Distalmente (zona de Venta Nueva-Salar), al desaparecer los relieves triásicos, el valle se abría hacia el norte y el sistema fluvial conectaba con una zona lacustre, de manera que las secuencias típicamente fluviales son sustituidas por secuencias fluvio-lacustres (fig. 5). La naturaleza de los cantos, predominantemente metamórfica (mármoles y esquistos) evidencia su procedencia de los relieves béticos que jalonan el borde meridional de la depresión, con aportes minoritarios de las calizas lacustres neógenas infrayacentes.

En los depósitos de relleno de canal, aunque con variaciones importantes desde las áreas proximales a las distales, la secuencia tipo deducida (Gms-Gm/Sh-Gt-St-Fl) representa el depósito en las diferentes partes de las barras que crecen y migran en el canal y se caracteriza por la disminución de energía desde el *talweg* al techo de las barras. Esta secuencia se repite varias veces en cada uno de los bancos de conglomerados, y con frecuencia aparece incompleta, evidenciando una historia sedimentaria compleja; con sucesivas fases de relleno de canal asociadas al crecimiento de barras y erosiones parciales debidas a la aparición y desplazamientos laterales de nuevos canales, todo ello en un cauce fluvial con zonas activas e inactivas cuya posición varió de continuo. Finalmente el cauce era abandonado y quedaba cubierto por los depósitos finos de llanura de inundación.

En las áreas proximales (Zona de Moraleda) donde el sistema estaba confinado en un paleovalle (fig. 5) existen canales bastante rectos en los que el depósito se realizaba en condiciones de elevada energía, y llanuras de inundación con zonas vadosas bien desarrolladas y con vegetación.

En los canales la relación grava/arena fue muy elevada, con conglomerados desorganizados (Gms) que pa-

san lateral y verticalmente a conglomerados imbricados con estratificación cruzada de bajo ángulo (Gm) asociados a niveles finos de arenas con laminación paralela (Sh). En conjunto corresponden a secuencias depositadas en barras bajas donde las variaciones de descarga generan microsecuencias positivas separadas por superficies erosivas.

Las facies de llanura de inundación son predominantemente arenos arcillosas, con niveles edafizados muy continuos y con desarrollo de nódulos carbonatados, intercalados se encuentran bancos lenticulares de gravas y arenas que corresponden a rellenos de canales secundarios, generalmente oblicuos al canal principal.

En las áreas distales (Venta Nueva, Salar) el sistema deja de estar confinado, lo que conlleva un aumento en la sinuosidad de los canales y una contaminación desde el paleo-Genil que se refleja en la presencia de cantos Nevado-Filábrides.

Las facies y secuencias sedimentarias muestran características, en ocasiones, más propias de un depósito fluvio-lacustre. El flujo en los canales tenía lugar en condiciones de energía más baja que en las áreas proximales, lo cual genera rellenos caracterizados por una relación grava/arena más baja que los anteriores y sucesiones de facies de tipo Gm/Sh-Gt-St-Fl, debidos a la construcción generalizada de barras (Dabrio y Fernández, 1983) provistas de caras de avalancha (Miall, 1981) a cuyo favor se depositan cuñas de sedimentos que hacían migrar las barras. Las facies de llanura de inundación son de tamaño de grano más fino (por término medio) que las de áreas proximales, e incluyen niveles arcillosos grisáceos bioturbados y afectados por hidromorfismo, y bancos carbonatados con fauna de gasterópodos lacustres.

El límite entre la llanura de inundación subaérea y encharcada debió ser bastante cambiante, lo que se traduce en una alternancia de tonos rojizos y blanco-grisáceos en una misma vertical dentro de una amplia zona de cambio de facies que debía extenderse desde Venta Nueva a Moraleda. Es difícil fijar la causa de estos cambios pero, probablemente, las variaciones en la descarga y en la subsidencia fueron factores importantes. En general las facies lacustres son expansivas hacia el techo, lo que puede interpretarse en relación con la colmatación del lago o bien porque la subsidencia hacia las zonas más meridionales aumentó.

Un factor adicional a tener en cuenta en relación con las fases de expansión y retracción del sistema lacustre y consecuentemente de la llanura de inundación encharcada, fue el comportamiento del cierre de la Depresión por su extremo oeste (por Loja). El umbral que confi-

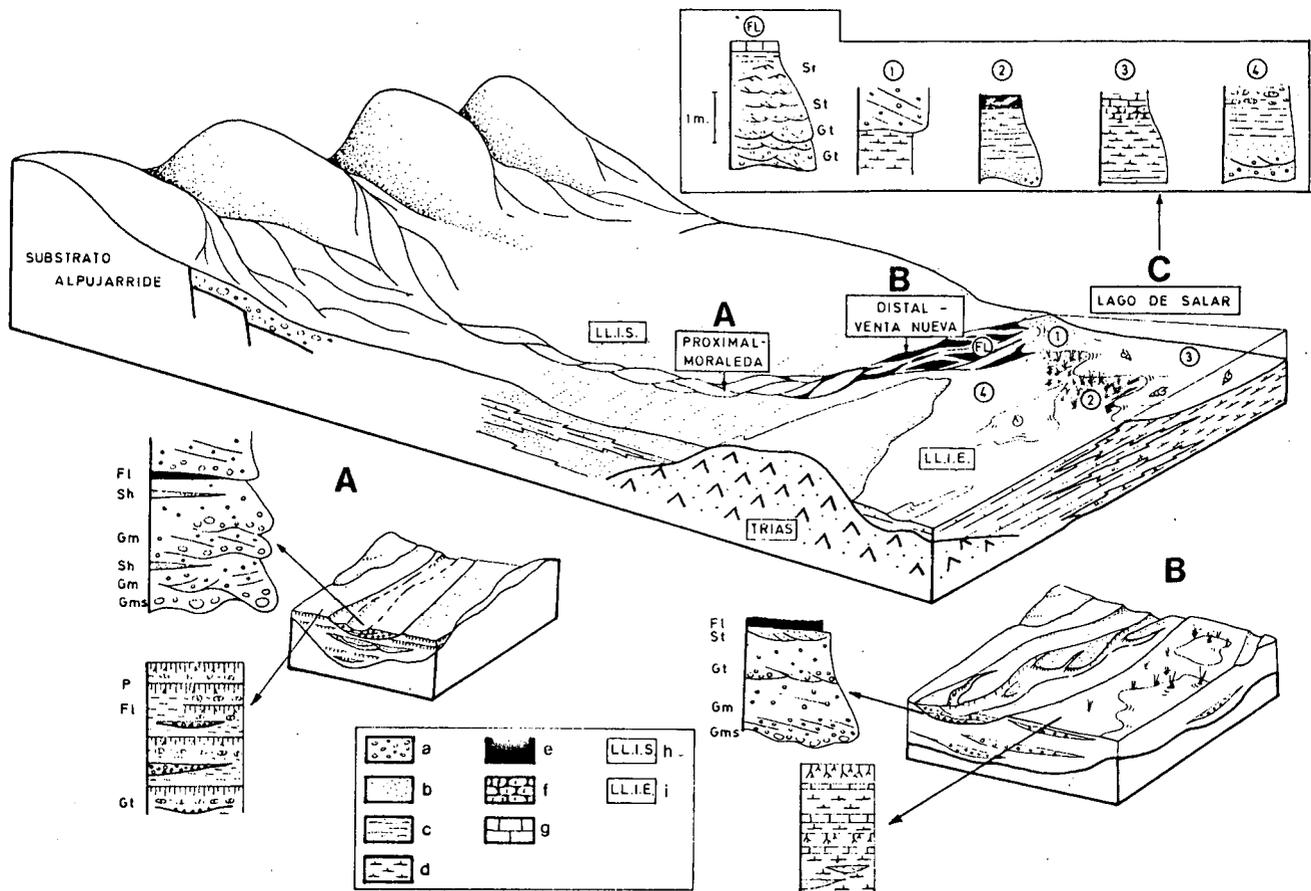


Figura 5. - Reconstrucción paleoambiental del sistema fluvial que depositó los conglomerados de Moraleda y su conexión con el lago de Salar. a) conglomerados, b) arenas, c) limos y arcillas, d) margas, e) arcillas carbonosas, f) concreciones carbonatadas, g) calizas, h) llanura de inundación subaérea, i) llanura de inundación encharcada. Fl. secuencia fluvio-lacustre. 1) secuencia de desembocadura, 2) secuencia característica de un área pantanosa, 3) secuencia lacustre y 4) secuencia de un área lacustre marginal.

Figure 5. - Paleoenvironmental reconstruction of the fluvial system which deposited the Moraleda conglomerates, and its connection with the Salar lake. a) conglomerates, b) sands, c) silts and clays, d) Marls, e) coaly clay, f) carbonated nodules, g) limestones h) subaerial flood plain, i) backswamp, Fl. fluvio-lacustrine sequence. 1) Mouth sequence, 2) swamp sequence, 3) lacustrine sequence, 4) sequence of marginal lacustrine area.

guraría la conexión de Sierra Gorda y el Hacho, actualmente sellado por depósitos fluviales y lacustres, debió manifestar ascensos y descensos que provocaban los cierres o aperturas de la Depresión, todo en íntima relación con la actuación del accidente Cádiz-Alicante.

En momentos de apertura por descenso del citado umbral, los sistemas aluviales y lacustres confinados y con una dinámica sedimentaria claramente distal, tendrían salida y generarían un sistema fluvial de carácter más energético al otro lado y probablemente la retrac-

ción del sistema lacustre en sentido amplio. Los momentos de cierre por ascenso del citado umbral, tendrían unos efectos justamente opuestos.

DEPOSITOS DE CENTRO DE CUENCA (LACUSTRES)

Los sistemas aluviales, descritos en apartados anteriores, discurrían hacia las zonas de máxima subsidencia ocupadas por lagos, presumiblemente, poco profundos (lagos de Cubillas, Bracana y Salar). En es-

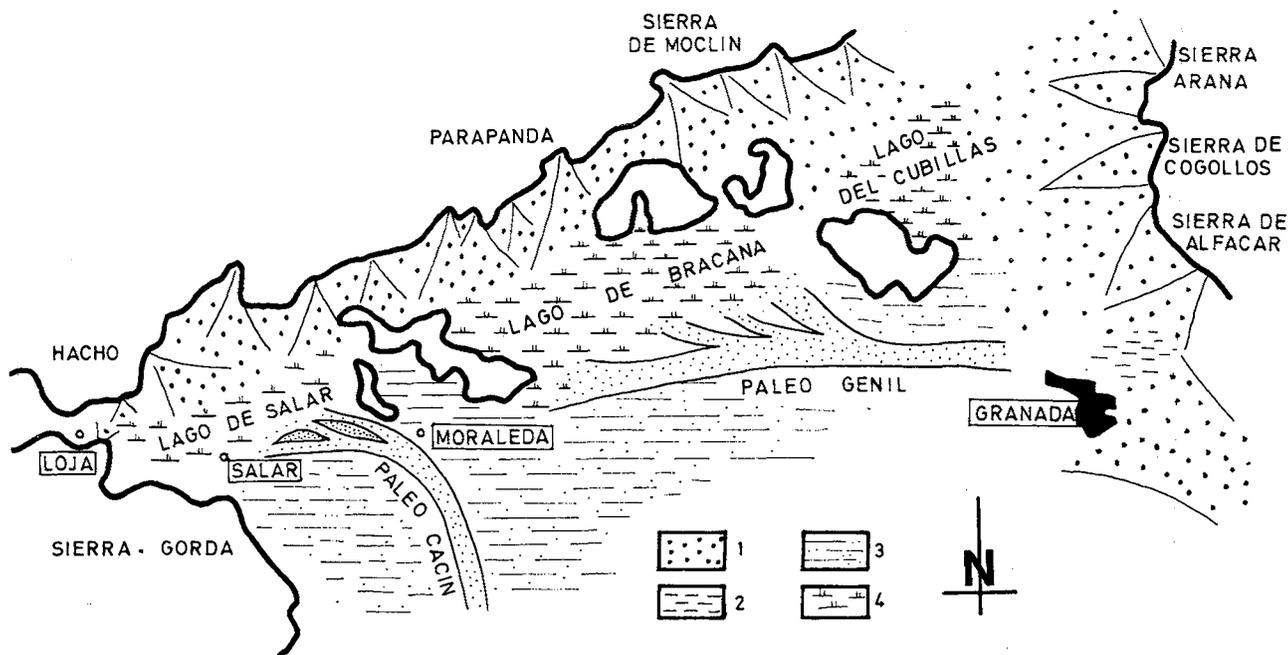


Figura 6. - Paleogeografía del borde norte de la Depresión de Granada durante el Plio-Pleistoceno. Se presenta el momento, probablemente, más característico. 1) Depósitos de abanicos aluviales. 2) Depósitos en zonas de interdigitación de abanicos. 3) Depósitos de llanura de inundación. 4) Depósitos lacustres. La unión del paleo-Genil con el paleo-Cacín debió ocurrir en un momento algo posterior al representado, cuando el relleno parcial de la cuenca había igualado las diferencias topográficas. Esto explica que la mezcla de cantos nevado-filábrides y alpujárrides al oeste de Huétor Tájara sea mayor en la parte superior de la serie.

Figure 6. - Paleogeography of the northern border of the Granada basin during the Plio-Pleistocene. The figure represents the probably most characteristic moment. 1) Alluvial fan deposits. 2) Deposits in alluvial-fan interfingering zones. 3) Flood plain deposits. 4) Lacustrine deposits. In relation to the represented moment, the paleo-Genil and paleo-Cacín Union occurred some time later, when the topographic differences were not important. This explains why the mixing of alpujárride and nevado-filabride materials increases in the upper part of the stratigraphic serie, to the west of Huétor-Tajar.

tos lagos se depositaron (figs. 3 y 5): 1) margas con abundantes nódulos de carbonatos y calizas con gasterópodos, que contienen abundantes óxidos de hierro y bioturbación. Pueden localmente incluir niveles oncolíticos y travertínicos. 2) Arcillas carbonosas con gasterópodos. 3) Arenas y/o gravas finas de origen fluvial. Estas facies se organizan generalmente en secuencias positivas, aunque en algún caso podemos encontrar secuencias negativas debidas a la progradación de pequeños lóbulos deltáicos.

CONSIDERACIONES GENERALES

Hemos abordado la evolución sedimentaria de la mitad norte de la Depresión de Granada en el período Turoliense terminal-Pleistoceno. Durante este tiempo, los bordes jalonados por relieves montañosos, fueron tectónicamente activos; hacia el centro de la cuenca se lo-

calizaban focos subsidentes asiento de zonas lacustres alineadas según el accidente Cádiz-Alicante. En este contexto, los sistemas de drenaje de las sierras que bordeaban la Depresión, alimentados abundantemente de materiales, construyeron orlas de abanicos aluviales, con frecuencia coalescentes, que distalmente conectaban con zonas lacustres, a las que nutrieron de sedimentos detríticos.

Algunos de estos abanicos evolucionaron distalmente a sistemas fluviales estables, tal es el caso del paleo-Genil y el paleo-Cacín. El primero de ellos drenaba Sierra Nevada contruyendo en su borde los grandes abanicos de la formación Alhambra, y distalmente se hundía y nutría de materiales terrígenos el lago de Bracana. Su curso ha podido seguirse hasta Huétor-Tájar, a partir de aquí en ausencia de barreras naturales debió unirse, al menos temporalmente, al paleo-Cacín. Pues las facies fluviales al oeste de Huétor Tájara muestran mezcla de cantos nevado-filábrides y alpujárrides.

Por su parte el paleo-Cacín, en la parte occidental de la depresión era un sistema fluvial *braided* muy activo, con capacidad para depositar importantes unidades de conglomerados (depósitos de canal) y de materiales finos (depósitos de llanura de inundación). Su curso fuertemente controlado por la paleogeografía predeposicional (paleovalle) conectaba distalmente con el lago de Salar.

Estas unidades aluviales conectaban a través de zonas de cambios de facies con las unidades lacustres, constituidas por arcillas carbonosas, margas y calizas con gasterópodos y localmente gravas finas y arenas de origen fluvial.

Desde el punto de vista estratigráfico los materiales estudiados constituyen una unidad tectosedimentaria limitada por rupturas sedimentarias. Las relaciones estratigráficas de detalle entre las diferentes unidades aluviales y lacustres no son, por el momento, enteramente conocidas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el seno del proyecto de investigación «Análisis sedimentológico, mineralógico y evolución tectosedimentaria de las depresiones béticas orientales» financiado por la C.A.I.C.Y.T. y el C.S.I.C., organismos a quienes se agradece su ayuda.

BIBLIOGRAFÍA

DABRIO, C.J. y FERNÁNDEZ, J., 1983: Génesis y evolución de barras conglomeráticas en un río de baja sinuosidad (depresión de Granada, España). *Mediterránea*, 2: 3 - 28.

DABRIO, C.J. y FERNÁNDEZ, J., 1986: Depósitos de ríos trenzados conglomeráticos plio-pleistocenos de la depresión de Granada. *Guad. Geol. Ibérica*, 10: 31-53.

ESTÉVEZ, A., LÓPEZ GARRIDO, A.C., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J., ALBERDI, M.T. y RUIZ BUSTOS, A., 1982: Sur l'âge mio-pliocène des séries détritiques de la termination occidentale du bassin de Grenade (Espagne méridionale). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 294: 1187-1190.

FERNÁNDEZ, J. y DABRIO, C.J., 1983-a: Los conglomerados de Moraleda: un modelo de sistema fluvial de tipo *braided* (depresión de Granada, España). *Estudios Geológicos*, 39: 53-69.

FERNÁNDEZ, J. y DABRIO, C.J., 1983-b: Secuencias proximales y distales en ríos de baja sinuosidad. *Libro de Comunicaciones del X Congreso Nac. de Sedimentología*. Menorca. 1.71-1-20.

GONZÁLEZ DONOSO, J.M., 1967: *Estudio geológico de la Depresión de Granada*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada (inérita).

MACGOWEN, J.H., GROAT, C.G., 1975: Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. *Bur. Econ. Geol. Univ. Texas. Austin. Rept. Invest.* 72.

MEGÍAS, A.G., 1982: Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. *5.º Congreso Latinoamericano de Geol.* Buenos Aires. Actas I: 385-402.

MIALL, A.D., 1977: A review of the braided river depositional environments. *Earth Sci. Revs.*, 13: 1-62.

MIALL, A.D., 1981: Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. *Geol. Assoc. Can. Spec.* 24 p.

RUST, B.R., 1977: The Malbaie Formation: Sandy and conglomeratic proximal braided alluvium from the Middle Devonian of Gaspé, Quebec. *Geol. Soc. Am. Abs. With Prog.*, 9: 313-314.

SANZ DE GALDEANO, C., 1983: Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39: 157-165.

STEEL, R.J., 1977: Devonian basins of western Norway sedimentary response to tectonism and varying tectonic context. *Tectonophys.*, 36: 207-224.

VERA, J.A., 1969: Hoja Geológica a escala 1:50.000 de Montefrío (1008), *IGME*, 16 p.